

Geowissenschaftliche Polarforschung in Deutschland – globale Bedeutung und Perspektiven –

AGGP

Arbeitskreis Geologie und Geophysik der Polargebiete
der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung*

Kurzfassung: Die geowissenschaftliche Polarforschung in Deutschland hat in den vergangenen Jahrzehnten wesentlich dazu beigetragen, den internationalen Wissensstand zum geologischen Bau und zur Geschichte der Polargebiete zu verdichten und die komplexen Wechselwirkungsprozesse in der Antarktis und Arktis besser zu verstehen und zu quantifizieren. Wichtige Fragen konnten beantwortet werden, andere wurden auf Grundlage der Erkenntnisse neu aufgeworfen. Die vorliegende Strategieschrift beschreibt den Status Quo der geowissenschaftlichen Polarforschung mit ihrer aktuellen gesellschaftlichen Bedeutung. Darauf aufbauend werden die Schlüsselfragen vorgestellt, die in den kommenden Jahren bezüglich des geologischen Untergrundes und der Rolle der Polargebiete im globalen Klimasystem beantwortet werden müssen, um die zukünftigen Veränderungen in den Polargebieten und ihre Rückkopplungen im Erdsystem besser vorhersagen und die nachhaltige Entwicklung der Polargebiete fördern zu können. Auf der Grundlage der dafür heute vorliegenden politischen und logistischen Rahmenbedingungen wird abschließend der Handlungsbedarf für die deutsche geowissenschaftliche Polarforschung mit Sicht auf die kommenden 10 bis 20 Jahre beschrieben.

Abstract: Polar geoscientific research in Germany during the past decades has substantially contributed to the understanding of the geological structure and history of the polar regions, and of the complex feedback mechanisms operating both in Antarctica and in the Arctic. Important questions could be answered, new ones raised from the results obtained. This strategy paper describes the status quo of Germany's polar research in the light of its present social importance. On this basis, the key questions concerning the geological settings and the role of the polar regions in the global climate system are introduced, which have to be answered in order to better predict future changes and feedbacks in the Earth System. The results could provide significant support towards a sustainable development of the polar regions. Finally, the need for action for the national polar geoscientific research is outlined with a perspective of 10 to 20 years, based upon the currently existing political and logistical boundary conditions.

EINFÜHRUNG

Die Polargebiete sind Schlüsselregionen für die Erforschung des Systems Erde. Nicht zuletzt deshalb faszinieren sie seit etwa 150 Jahren Generationen von Wissenschaftlern der verschiedensten Disziplinen. Die Pioniere der Polarforschung haben unter zum Teil großen Opfern wesentliche Erkenntnisse zu unserem heutigen naturwissenschaftlichen Weltbild beigetragen. Es war der deutsche Meteorologe und Polarforscher

Alfred Wegener, der zu Beginn des letzten Jahrhunderts mit seinen Arbeiten zur Kontinentalverschiebung unser Bild der Plattentektonik und der modernen Geodynamik entworfen hat. Er verlor 1930 auf dem grönländischen Eisschild sein Leben im Dienste der Forschung. Die Zeit der universalistischen Forschung ist seit Mitte des letzten Jahrhunderts vorbei. Die Polarforschung wird heute von hoch spezialisierten Experten aller naturwissenschaftlichen Disziplinen getragen. Dennoch bleibt der Zugang zu den Polargebieten auch in unserer heutigen, hoch technisierten Welt aufgrund ihrer Eisbedeckung, des extremen Klimas und ihrer Weltabgeschiedenheit schwierig. Als Folge davon stellen weite Teile der Polargebiete noch immer „weiße Flecken“ auf der geologischen Weltkarte dar.

Die Polargebiete umfassen die Land- und Meeresgebiete der Arktis und Antarktis nördlich bzw. südlich der Polarkreise (Abb. 1). Während im Nordpolargebiet der Arktische Ozean fast vollständig von Landmassen umschlossen wird, befindet sich im Süden der Antarktische Kontinent in Pollage und ist durch den Südlichen Ozean von den benachbarten Kontinenten isoliert. Beide Polarregionen tragen maßgeblich zur globalen Ozeanzirkulation bei. Der Arktische Ozean bildet die Quelle des Nordatlantischen Tiefenwassers, und im Südlichen Ozean wird das Antarktische Bodenwasser gebildet. Diese beiden Wassermassen prägen den globalen Wärme- und Stoffhaushalt unseres Planeten. Die extremen Verhältnisse in den Polargebieten fördern daneben die Entwicklung einzigartiger, hoch sensibler Ökosysteme mit angepassten Lebensformen. Die Änderung des Klimas ist in den Polargebieten besonders zu spüren. Nicht nur die ausgedehnten arktischen Permafrostgebiete und die großen Eisschilde auf Grönland und in der Antarktis reagieren empfindlich auf sich verändernde Umweltbedingungen, sondern auch die Fauna und Flora der Polarregionen, unter anderem durch die Einwanderung bisher fremder, wärmeliebender Arten.

Die internationale terrestrische und marine geowissenschaftliche Forschung hat unter Beteiligung deutscher Wissenschaftler in den letzten Jahren wichtige Erkenntnisse zur zeitlichen und räumlichen Entwicklung der Polargebiete beigetragen. Dabei decken die verschiedenen Disziplinen der terrestrischen Geologie Zeiträume bis zu rund vier Milliarden Jahren ab, um die plattentektonischen Entwicklungen im Laufe der Erdgeschichte rekonstruieren zu können, die letztendlich zu dem heutigen geografischen Bild der Arktis und Antarktis geführt haben (z.B. die GANOVEX- und CASE-Projekte der BGR). Polarforschung zeigt eindrucksvoll, dass auch heutzutage noch riesige Gebiete unseres Planeten völlig unerforscht sind. So wurde mittels geophysikalischer Methoden erst in jüngster Zeit in der Antarktis ein ganzes Gebirge unter dem mehr als

* Martin Melles¹, Bernhard Diekmann², Solveig Estrada⁴, Christoph Gaedicke⁴, Karsten Gohl³, Wilfried Jokat³, Lester Lembke-Jene³, Andreas Läuter⁴, Frank Lisker⁵, Karsten Piepjohn⁴, Mirko Scheinert⁶, Lutz Schirmer², Rüdiger Stein³, Franz Tessensohn⁴ und Ralf Tiedemann³.

1 Universität zu Köln, Institut für Geologie und Mineralogie, Zulpicher Str. 49, 50647 Köln.

2 Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar und Meeresforschung (AWI), Forschungsstelle Potsdam, Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam.

3 Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar und Meeresforschung (AWI), Postfach 12 0161, 27515 Bremerhaven.

4 Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Stillweg 2, 30655 Hannover.

5 Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, Klagenfurter Straße, 28359 Bremen.

6 Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, 01062 Dresden.

4 km dicken Eispanzer des Doms A, dem höchstgelegenen und kältesten Ort des Kontinents, entdeckt (AGAP Project, z.B. ROSE et al. 2013). Sedimentbohrkerne aus dem antarktischen Rossmeer lieferten neue Daten zur geologischen und klimatischen Entwicklung des Kontinents im Verlauf der letzten 34 Millionen Jahre (Cape Roberts Project und ANDRILL Programm, z.B. NAISH et al. 2009). Es konnte nachgewiesen werden, dass große Teile der Westantarktis seit Beginn der antarktischen Vereisung vor etwa 34 Millionen Jahren wiederholt eisfrei gewesen sind. Entsprechend lieferten erste, bis zu 430 m tiefe Bohrkern vom Lomonossowrücken im zentralen Arktischen Ozean neue Erkenntnisse zur frühen Geschichte der Arktis, wie wir sie heute kennen (ACEX Project, z.B. MORAN et al. 2006). Von besonderer Bedeutung ist dabei der Nachweis, dass die Wassertemperaturen während des Eozäns vor etwa 50 Millionen Jahren am Nordpol vergleichbar mit denen des heutigen Mittelmeeres waren. Anhand eines Bohrkerns aus dem sibirischen Kratersee Elgygytyn konnte die Klimageschichte der Arktis während der letzten 3,6 Millionen Jahre erstmals lückenlos und zeitlich hochaufgelöst rekonstruiert werden (El'gygytyn Drilling Project, z.B. MELLES et al. 2012). Es ließ sich eine schrittweise Abkühlung vom warmen Pliozän in das Quartär nachweisen. Unregelmäßig auftretende, außergewöhnlich warme Interglaziale innerhalb des Quartärs, fallen teilweise zeitlich mit Eisrückzugs-Ereignissen in der Westantarktis zusammen und könnten damit in ursächlichem Zusammenhang stehen. Und schließlich konnte das Netz der für die Klimarekonstruktion besonders sensitiven Eiskern-daten sowohl in Grönland als auch in der Antarktis regional ergänzt und in der Antarktis bis auf etwa 900.000 Jahre in die Vergangenheit erweitert werden (NEEM Project, EPICA Project, z.B. EPICA COMMUNITY MEMBERS 2006).

Für die Erforschung der Entwicklung der Erdkruste und der Dynamik unserer Erde ist die Theorie von der Kontinental-drift heute ein unverzichtbarer Eckpfeiler der Geowissenschaften. In Verbindung mit der Plattentektonik lässt sich damit der größte Teil der Erdbebenverteilung und der vulkanischen Aktivität erklären. Die grundsätzliche Frage, welche Prozesse im Erdmantel die Kontinentaldrift bzw. Plattentektonik kontrollieren ist allerdings immer noch nicht hinreichend geklärt. Welche Rolle spielen die Polarregionen für das globale Verständnis der geologischen Prozesse auf unserer Erde? Sind hier ähnliche Prozesse abgelaufen? Gibt es Besonderheiten? Wie wurde die Sedimentationsgeschichte durch die großen Eisschilde beeinflusst? Ein Ziel der Polarforschung ist es daher, diese logistisch schwer zugänglichen Regionen mit Standard- oder modifizierten experimentellen Ansätzen zu untersuchen, damit die Resultate global verglichen werden können.

Die in den hohen Breiten ablaufenden geologischen, biologischen und klimatischen Prozesse haben einen weitreichenden Einfluss auf das gesamte Erdsystem. Wie diese Prozesse ineinander greifen und interagieren ist jedoch trotz der Fortschritte in den letzten Jahren bis heute nicht ausreichend verstanden. Die Geowissenschaften schlagen hier die Brücke zwischen Vergangenheit und Gegenwart und ermöglichen die Entwicklung von Szenarien für die Zukunft. In der Zusammenarbeit von Geowissenschaftlern mit anderen Disziplinen wie Biologie und Ökologie können Strategien zum Schutz und zur verantwortungsbewussten Nutzung der Polargebiete entwickelt werden. Nur im Verständnis des Zusammenwirkens von fester Erde, Ozeanen, Eismassen, Atmosphäre, orbi-

talen Schwankungen und Ökosystemen lassen sich fundierte Prognosen erstellen, auf deren Grundlage wissenschaftlich und gesellschaftspolitisch auf zukünftige Veränderungen im globalen System reagiert werden kann.

Die deutschen Geowissenschaften haben nach dem Wiedereinstieg in die Polarforschung in den 1970er Jahren substantielle Beiträge zum heutigen Verständnis der Entwicklungsgeschichte und der Wechselwirkungen in den Polargebieten geleistet. Dabei wurden die Forschungsarbeiten in enger internationaler Zusammenarbeit durchgeführt. Die nationalen Forschungsstrategien wurden maßgeblich von den geowissenschaftlichen Arbeitskreisen der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung (DGP) entwickelt, was sich auch in den Strategieschriften der Gesellschaft ausdrückt (DGP 1984a, 1984b, 1999), aber auch in den Beiträgen der Arbeitskreismitglieder zu den Schriften der Bundesministerien (BMFT 1986, BMBF 1996, 2011, BMU 2011) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (SPINDLER et al. 2005) dokumentiert ist. Die hier vorliegende Publikation stellt auf der Grundlage aktueller Forschungsergebnisse die wissenschaftlichen Schlüsselfragen, die in den kommenden Jahren unter Mitwirkung der deutschen Geowissenschaften beantwortet werden müssen, und benennt die dafür erforderlichen Rahmenbedingungen und Aktivitäten.

GEOWISSENSCHAFTLICHE POLARFORSCHUNG IN GLOBALER VERANTWORTUNG

Klimawandel und geopolitische Entwicklungen in der Arktis

Von den beiden Polargebieten ist in den letzten Jahren insbesondere die Arktis (Abb. 1a) in den Mittelpunkt des öffentlichen Interesses gerückt. Dies begründet sich zum einen in dem dort besonders deutlichen Klima- und Umweltwandel, zum anderen in jüngsten geopolitischen Entwicklungen.

Die Arktis zählt weltweit zu den Regionen, in denen drastische Auswirkungen des globalen Klimawandels direkt zu beobachten sind. Die Arktis erwärmt sich heute fast doppelt so schnell wie die Erde im globalen Mittel. Sie wird daher auch als „Frühwarnsystem für den Klimawandel“ bezeichnet (AUSWÄRTIGES AMT 2013). Die sommerliche Meereisbedeckung des Arktischen Ozeans ist mittlerweile um eine Fläche zurückgegangen, die etwa viermal der Größe Deutschlands entspricht. Modellrechnungen sagen ein im Sommer weitgehend eisfreies Nordpolarmeer in etwa 20 bis 30 Jahren voraus. Mit der Temperaturerhöhung gehen auch ein zunehmendes Abschmelzen des grönländischen Eisschildes und ein Auftauen der subarktischen Permafrostböden einher.

Diese Umweltveränderungen in der Arktis haben entscheidende Rückkopplungen mit dem globalen Klima. Beispielsweise nehmen Inlandeis, Schnee und Meereis durch ihre hohen Reflexionseigenschaften eine bedeutende Regulierungsfunktion für die natürliche Kühlung der Erde ein. Das Abschmelzen des Inlandeises von Grönland bewirkt einen Anstieg des globalen Meeresspiegels. Das zunehmende Auftauen des Permafrostes führt zur verstärkten Erosion in den Küstenregionen und zur Freisetzung von Treibhausgasen (CO₂, CH₄, NO₂) in die Atmosphäre sowie zu zunehmenden Problemen bei der Standfestigkeit von Gebäuden oder von Verkehrsinfrastrukturen in der Nordpolarregion.

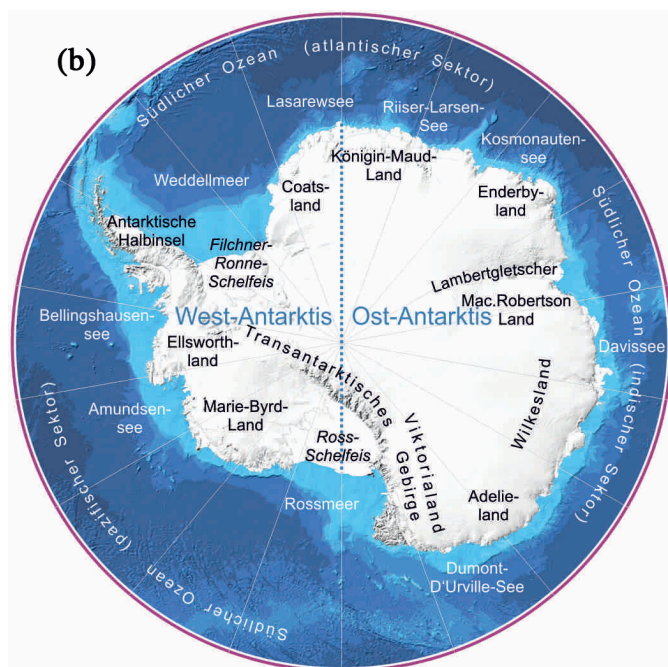
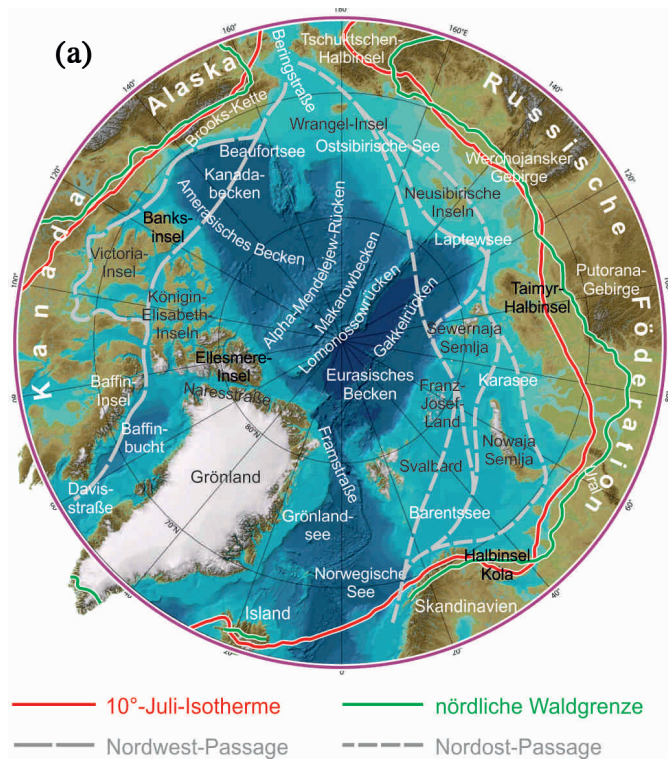


Abb. 1: (a) = Übersichtskarte des Arktischen Ozeans und seiner Randgebiete mit der Lage der 10 °C-Juli-Isotherme (rot), der nördlichen Waldgrenze (grün) und den potentiellen Schifffahrtsrouten (grau); (verändert nach SMITH & STEPHENSON 2013). (b) = Übersichtskarte von Antarktika mit umgebendem Südlichen Ozean (nach ARNDT et al. 2013).

Fig. 1: (a): Overview map of the Arctic Ocean and its surrounding continental regions; red line: position of the 10 °C July isotherm; green line: the northern forest line; grey lines: potential shipping routes (modified after SMITH & STEPHENSON 2013). (b): Overview map of Antarctica and surrounding Southern Ocean (after ARNDT et al. 2013).

Besondere geopolitische Bedeutung hat die Arktis in den letzten Jahren durch die im Arktischen Ozean und auf den umgebenden Landgebieten vermuteten Rohstoffvorkommen erlangt (PIEJOHN et al. 2011; Abb. 2). Nach einer Schätzung des Geologischen Dienstes der USA sollen neben reichen Kohlevorkommen (Abb. 3) insbesondere auf dem Festland und den Kontinentalschelfen der Wirtschaftszonen der Anrainer etwa ein Viertel der weltweit vermuteten Erdgas- und Erdölvorkommen liegen (BIRD et al. 2008, GAUTIER et al. 2009). Obwohl der gegenwärtige Preisverfall zu einem Rückgang der Erkundung von Rohstoffen geführt hat, wird sich in Zukunft bei wieder steigender Nachfrage die Exploration von Rohstoffen in der Arktis erneut verstärken. Auch das Interesse an der Erkundung von festen mineralischen Rohstoffen hat dort in den letzten Jahren stark zugenommen. Mineralische Rohstoffe wurden und werden aus etwa zwanzig Bergwerksbetrieben in den Regionen nördlich des Polarkreises gefördert. Allerdings sind auch heute in einer hoch technisierten Welt noch weite Bereiche der Arktis nicht oder nur ungenügend geowissenschaftlich erforscht. Beispielsweise sind die Öffnungsgeschichte des Arktischen Ozeans und die Bildung der zirkum-arktischen Sedimentbecken bis heute nur zu einem

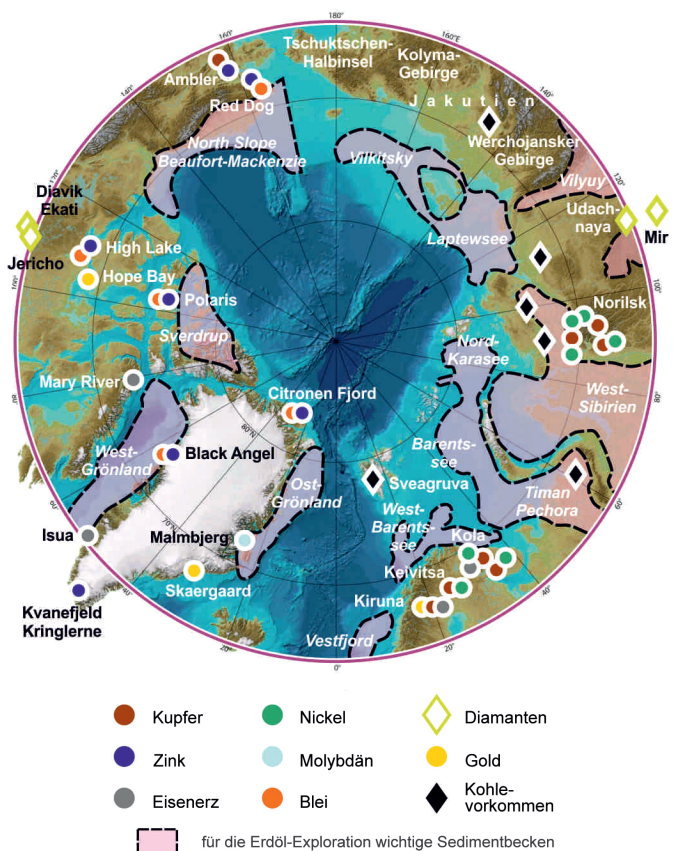


Abb. 2: Karte der Arktis mit Darstellung der wichtigsten Vorkommen mineralischer Rohstoffe und der Lage bedeutender zirkumarktischer Sedimentbecken (PIEJOHN et al. 2011; Kartengrundlage: JAKOBSSON et al. 2008, verändert nach BIRD et al. 2008); weitere Quellen: ELSNER et al. (2010), (2011), KLIMESCH et al. (2012), URAZOVA et al. (2012).

Fig. 2: Map of the Arctic showing the most important occurrences of mineral resources and the locations of prominent circum-Arctic sedimentary basins (PIEJOHN et al. 2011; map base: JAKOBSSON et al. 2008, modified from BIRD et al. 2008); additional sources: ELSNER et al. (2010), (2011), KLIMESCH et al. (2012), URAZOVA et al. (2012).



Abb. 3: Etwa 15 m mächtiges Kohleflöz aus der Oberkreide zwischen unverfestigten Sanden auf der Insel Novaya Sibir, Neusibirische Inseln (Foto: Chr. Gaedicke).

Fig. 3: Approximately 15 m thick Upper Cretaceous coal seam in unconsolidated sands on Novaya Sibir' Island, New Siberian Islands (photo: Chr. Gaedicke).

geringen Teil verstanden. Genaue Aussagen über die Rohstoffpotenziale sind jedoch notwendig, um die Chancen und Risiken einer Förderung abwägen zu können. Hierzu sind geowissenschaftliches Grundlagenwissen und ein umfassendes Verständnis des Zusammenwirkens von geologischen und plattentektonischen Schlüsselprozessen in den betroffenen Regionen Voraussetzung.

Das bereits seit 1994 geltende Internationale Seerechtsübereinkommen (SRÜ 1998) der Vereinten Nationen bietet Anrainerstaaten der Ozeane das Recht, bestimmte Souveränitätsrechte über den Kontinentalabhang hinaus in die Tiefsee auszudehnen (GEBHARDT & INGENFELD 2011). So haben auch die Anrainer des Arktischen Ozeans, Dänemark, Kanada, Norwegen und Russland (die USA haben das SRÜ bislang noch nicht ratifiziert) die Möglichkeit ihre heutigen Ausschließlichen Wirtschaftszonen auf bis zu 350 Seemeilen von der Küste und eventuell sogar darüber hinaus entlang der arktischen Rückensysteme auszudehnen (Abb. 4). Diese Erweiterung, die grundsätzlich allen Staaten zusteht, die das Seerecht ratifiziert haben, wird von den Vereinten Nationen allerdings nur bestätigt, wenn der Küstenstaat seine Forderungen durch geophysikalische Daten über die Struktur des Kontinentalsockels untermauert. Dies führte in den letzten Jahren zu erheblichen Forschungsaktivitäten der arktischen Anrainerstaaten.

Daneben ist die Kontrolle der transarktischen Handelsrouten zwischen Europa und Asien durch die nordamerikanische Arktis (Nordwest-Passage) oder entlang der eurasischen Küste (Nordost-Passage, Abb. 1a) für die Arktis-Anrainer von wichtiger strategischer und ökonomischer Bedeutung (SMITH & STEPHENSON 2013). Eine intensive Nutzung dieser Handelsrouten könnte aufgrund der rasanten Abnahme der Meereisbedeckung in naher Zukunft Realität werden. Der Rückgang des Meereises wird darüber hinaus den Transport von Rohstoffen aus den Küstengebieten des Polarmeeres vereinfachen und eröffnet neue Perspektiven für die Fischerei und den Tourismus.

Die Klima- und Umweltveränderungen in der Arktis und eine dadurch mögliche zunehmende Nutzung ihrer Ressourcen

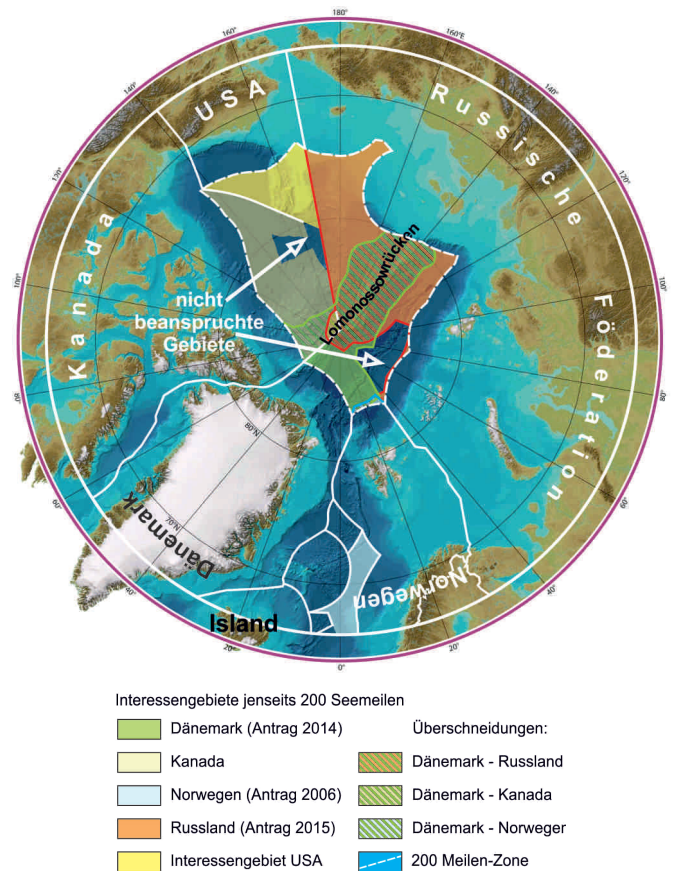


Abb. 4: Wirtschaftszonen und Interessengebiete der Anrainerstaaten im Arktischen Ozean (verändert nach IBRU 2015; Kartengrundlage: JAKOBSSON et al. 2008). Die Karte zeigt einerseits die maximalen Gebiete, die Kanada und die USA aufgrund des internationalen Seerechtsübereinkommens (SRÜ) fordern könnten, andererseits die bereits beantragten Ansprüche von Norwegen (2006), Dänemark (2014) und Russland (2015), die sich teilweise erheblich überlappen. Es stellt sich die Frage, inwieweit die Datengrundlage und insbesondere die geologischen Strukturen diese Ansprüche im Rahmen der gültigen Regeln bestätigen.

Fig. 4: Economic zones and areas of interest of the neighbouring countries in the Arctic Ocean (modified from IBRU 2015; map base: JAKOBSSON et al. 2008). The map shows the maximal areas, which could possibly be claimed by Canada and the USA based upon the United Nations Law of the Sea, and the already submitted claims by Norway (2006), Denmark (2014) and Russia (2015), which overlap significantly in some areas. It is the question how the database and especially the geological structures support these claims within the effective rules.

haben zwangsläufig eine direkte Auswirkung auf die dort lebende indigene Bevölkerung. Dem Bedürfnis und der Hoffnung nach besserer Lebensqualität und/oder politischer Unabhängigkeit, die durch den Abbau von Rohstoffen zum Beispiel in Grönland finanziert werden könnten, steht die Befürchtung – nicht nur der indigenen Bevölkerung – gegenüber, dass eine intensivere Nutzung zur Zerstörung von Umwelt und Lebensgemeinschaften in der Arktis führen könnte. Eine nachhaltige Nutzung der Ressourcen muss im Einklang mit den Bedürfnissen der indigenen Bevölkerung geschehen. Die geowissenschaftliche Forschung in der Nordpolarregion muss sich daher ihrer Verantwortung gegenüber der indigenen Bevölkerung der Arktis bewusst sein. Sie muss Aspekte untersuchen, wie sich das wandelnde Klima, das Vorkommen von Lagerstätten und deren mögliche wirtschaftliche Nutzung oder veränderte politische Rahmenbedingungen auf die Lebensgrundlagen der in der Arktis lebenden Menschen auswirken und welche

Konsequenzen Umweltveränderungen in der Arktis für das globale Klimasystem haben.

Der Antarktisvertrag und die Rolle der Antarktis im Erdsystem

Der antarktische Kontinent hat zusammen mit den Schelfeisen und durch diese mit dem Land verbundene Inseln eine Fläche von 13,661 Mio. km² und ist damit um etwa 3,1 Mio. km² größer als Europa (ROLAND 2009). Die eigentliche Landfläche ist mit etwa 11,9 Mio. km² mehr als 33 mal größer als Deutschland. Die Staatengemeinschaft hat sich entschieden, diesem Kontinent durch den Antarktisvertrag einen besonderen Status zu geben und ihn unter weitgehenden internationalen Schutz zu stellen (ANTARCTIC TREATY 1959). Dieser Schutz umfasst sämtliche Regionen südlich 60° südlicher Breite. Im Besonderen regelt der Antarktisvertrag dass Hoheitsansprüche international nicht anerkannt werden (Abb. 5). Der Antarktisvertrag wurde als politische Konsequenz aus dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (1957-1958) am 1. Dezember 1959 in Washington unterzeichnet und trat 1961 in Kraft. Seit der Erstunterzeichnung durch zwölf Signatarstaaten sind dem Vertrag bis 2015 weitere 40 Nationen beigetreten. Er bildet die Grundlage für die Internationalität und den friedlichen Status der Antarktis. Dem Antarktisvertrag zufolge soll das Gebiet ausschließlich dem „Frieden und der Wissenschaft“ dienen.

Der Antarktisvertrag wurde seit Inkrafttreten durch mehrere Protokolle erweitert. So ergänzt das Madrider Umweltschutzprotokoll von 1991 den Vertrag in Belangen des Schutzes der antarktischen Umwelt und Ökosysteme. Darüber hinaus regelt es während seiner fünfzigjährigen Laufzeit den Erhalt historischer Stätten und beinhaltet ein Verbot der Erschließung und des Abbaus mineralischer und Energierohstoffe im Geltungsbereich.

Es ist allerdings bereits jetzt zu erkennen, dass das Interesse an den lebenden und nicht-lebenden Rohstoffen der Antarktis zunehmen wird. Hier sind insbesondere der Fang von Fisch oder des antarktischen Krills in das Interesse verschiedener Länder gerückt. Deren Nutzung ist bereits unter strenger Regulierung und Kontrolle durch die Vertragsstaaten eingeschränkt erlaubt. Eine ausgedehnte Nutzung von Rohstoffen würde naturgemäß mit erheblichen Eingriffen in das sensible antarktische Ökosystem einhergehen.

Eingriffe anderer Art treten zunehmend durch den Tourismus in der Antarktis auf, der in den letzten Jahren deutlich zugenommen hat und sich von „klassischen“ Sightseeing-Touren zunehmend in Richtung Erlebnis- und Abenteuerreisen entwickelt hat (MAYER 2014). Wiederholt sind schon Touristenschiffe auf Grund gelaufen oder sogar gesunken, da sie sich in gar nicht oder nur ungenügend vermessenen Seegebieten bewegt haben. Über biologische und geowissenschaftliche Untersuchungen kann die Wissenschaft die Tragweite möglicher Eingriffe der Touristik in das antarktische Ökosystem abschätzen und Wege zu einer nachhaltigen Entwicklung aufzeigen.

Die Eiskappe der Antarktis beinhaltet etwa 90 % des gesamten Inlandeises der Erde und speichert damit etwa 80 % der globalen Süßwasservorräte. Überlegungen, diese für die

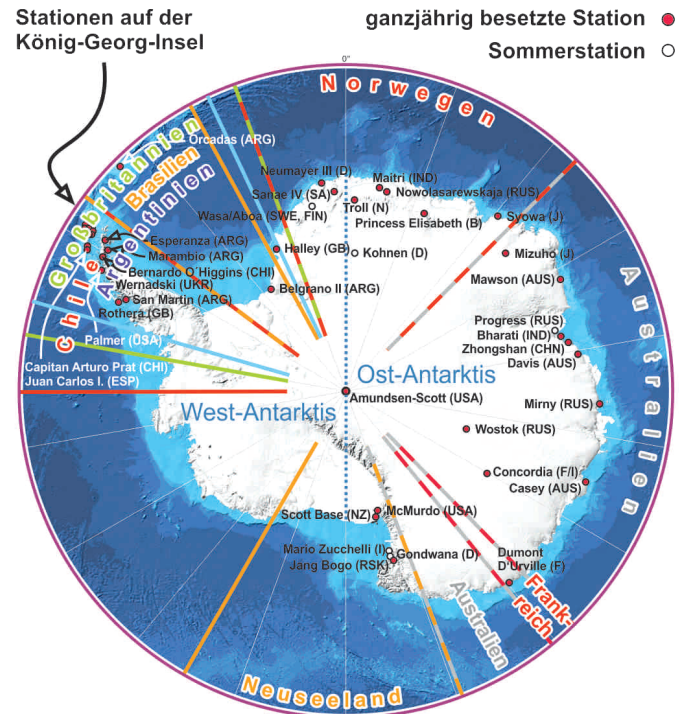


Abb. 5: Karte der Antarktis und des Südlichen Ozeans mit Anspruchsgebieten und Lage der Forschungsstationen; rote Punkte bezeichnen ganzjährig besetzte Stationen, offene Kreise nur im Sommer besetzte Stationen. Stationen auf der Königs-Georg-Insel (s. Pfeil) sind: Arctowski (PL), Carlini (ARG), King Seyong (RSK), Artigas (UR), Bellingshausen (RUS), Great Wall (CHN), Escudero (CHI), Eduardo Frei (CHI). Kartengrundlage: ARNDT et al. (2013).

Fig. 5: Map of Antarctica with claims of territorial interest and locations of research stations; red dots: wintering stations; open circles: summer stations. Research stations on King George Island (see arrow): Arctowski (PL), Carlini (ARG), King Seyong (RSK), Artigas (UR), Bellingshausen (RUS), Great Wall (CHN), Escudero (CHI), Eduardo Frei (CHI). Map base: ARNDT et al. (2013).

weltweite Trinkwasserversorgung zu nutzen, sind nicht neu, gewinnen aber hinsichtlich einer steigenden Weltbevölkerung und damit zunehmenden Wasserverbrauchs bei begrenzten Wasserressourcen an Bedeutung. Zum anderen tragen die riesigen Eisflächen mit ihren Reflexionseigenschaften zur natürlichen Kühlung der Erde bei. Ein Abschmelzen der Eismassen bedingt zudem ein Ansteigen des Meeresspiegels und eine Veränderung des komplexen globalen Klimasystems mit erheblichen Auswirkungen insbesondere auf die Küstenregionen der Erde.

Das antarktische Inlandeis wurde lange als relativ stabil und träge gegenüber dem heute voranschreitenden Klimawandel angesehen. Diese Einschätzung musste in den letzten Jahren relativiert werden. Ursächlich dafür sind u.a. der Nachweis von wiederholten starken Eisverlusten in der Westantarktis im Verlauf der vergangenen 5 Millionen Jahre (NAISH et al. 2009) und das verstärkte Kalben von Schelfeisen in der Gegenwart mit dadurch beschleunigten Eisabflüssen insbesondere im Bereich der Antarktischen Halbinsel (MAYER & OERTER 2014).

Für das Verständnis von Seen und Wasserfilmen, die an der Unterseite des Antarktischen Eisschildes in Eisbohrungen und geophysikalischen Daten entdeckt wurden, sind mehr Informationen zum Aufbau und zu den Eigenschaften der unterlagernden Gesteine nötig. In der letzten Dekade wurde mit großen internationalen Forschungsprogrammen begonnen, die

subglaziale Topographie und die Gesteinseigenschaften unter dem antarktischen Eisschild mit Hilfe von Potenzialfeldmethoden systematisch zu kartieren. Die Zusammensetzung, das Alter und selbst generelle Mächtigkeiten der Erdkruste unter dem Eis sind dagegen trotz langjähriger Forschung noch immer nur bruchstückhaft bekannt. Ein besseres Verständnis erfordert weitere geowissenschaftliche Detailforschung entlang der wenigen durch das Eis herausragenden Felsformationen und Gebirge, unterstützt durch die Erhebung weiterer aerogeophysikalischer Daten. Darüber hinaus werden Tiefbohrungen durch den Eisschild bis in das darunterliegende Festgestein benötigt, um einen Modelle hinsichtlich Alter und Zusammensetzung der subglazialen Krustengesteine zu verifizieren und zum anderen die Wechselwirkungen zwischen Inlandeis und Untergrund, z.B. über den Wärmefluss, besser zu verstehen. Dieses Wissen ist für Prognosen der Dynamik des Eisschildes in Abhängigkeit von natürlichen Veränderungen und anthropogenen Eingriffen essentiell.

Aus Untersuchungen von Sedimentabfolgen im Südlichen Ozean ist bekannt, dass die Umwelt der Antarktis in der Erdgeschichte im Verlauf des Känozoikums (Erdneuzeit) sehr sensibel auf globale Klimaänderungen reagiert hat. Dabei reicht das Spektrum von Veränderungen der Inlandeis- und Meereisbedeckung über die Ozeanzirkulation bis hin zur Besiedlung durch Pflanzen und Tiere. Umgekehrt hatten großräumige Veränderungen in der Antarktis, zum Beispiel in der Eisbedeckung oder in der großräumigen Anordnung der Kontinente, erhebliche Auswirkungen auf das globale Klima.

Veränderungen in der Eisbedeckung auf Zeitskalen von tausenden bis zehntausenden Jahren werden primär durch exogene Prozesse gesteuert. Prominentes Beispiel dafür sind Schwankungen in der Sonneneinstrahlung durch zyklische Veränderungen der Erdbahnparameter. Auf Zeitskalen von Millionen von Jahren spielen dagegen endogene Prozesse die entscheidende Rolle. Dazu zählt die Plattentektonik, die zur Drift der Antarktis in Pollage und zur Isolierung des Kontinents durch das Öffnen von Meeresstraßen zwischen der Antarktis und Australien, Südamerika und Afrika geführt hat. Das Verständnis der komplexen Wechselwirkungen auf den oben genannten geologischen Zeitskalen konnte in den letzten Jahren durch umfangreiche geowissenschaftliche Feldarbeiten verbessert werden. Hier spielen vor allem neue Bohrungen in küstennahe Sedimentserien (z.B. ANDRILL Project; NAISH et al. 2009) und auf dem antarktischen Eisschild (z.B. EPICA Project, EPICA COMMUNITY MEMBERS 2006) eine herausragende Rolle, da sie die Modelle direkt verifizieren.

Auch wenn die schwierige Logistik Bohrungen zu sehr kostspieligen Vorhaben macht, sind wesentliche Fortschritte im Verständnis der Klima- und Umweltgeschichte der Antarktis nur zu erzielen, wenn die bislang wenigen Bohrungen kontinuierlich ergänzt werden. Die davon erwarteten geowissenschaftlichen Informationen sollten es ermöglichen, die Rolle der Antarktis im globalen Klimasystem für Prognosen zu zukünftigen Entwicklungen besser verstehen zu können.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Erforschung und Entwicklung der Polargebiete in der Zukunft ein Anliegen herausragender gesellschaftlicher Relevanz ist. Die deutsche geowissenschaftliche Polarforschung trägt durch ihr anhaltendes Engagement zum Verständnis der in der Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft in der Arktis und Antarktis ablaufenden Prozesse bei und schafft so die Basis für einen nachhaltigen Umgang mit Umwelt und Natur in diesen für die Erde und den Menschen so bedeutsamen Regionen.

Gesellschaftliche Relevanz der Polargebiete

- Die Polargebiete reagieren besonders sensibel auf den globalen Wandel. Die geowissenschaftlichen Erkenntnisse zu den Eigenschaften des Untergrundes und zur Entwicklungsgeschichte dieser Regionen tragen wesentlich dazu bei die zukünftigen Veränderungen in den Polargebieten vorherzusagen.
- Kurzfristige Veränderungen in den Polargebieten haben über Rückkopplungen im Erdsystem besonders starke globale Auswirkungen sowie einschneidende Folgen für unsere Gesellschaft. Der steigende Meeresspiegel als Folge abschmelzender Eismassen ist hierfür nur ein Beispiel. Die Erforschung der Rolle der Polargebiete im globalen Klimasystem auf geologischen Zeitskalen ist daher eine Grundvoraussetzung, um die Rückkopplung zu verstehen bzw. zukünftige globale Entwicklungen besser abzuschätzen.
- Eine nachhaltige Nutzung der Polargebiete setzt ein detailliertes Verständnis der Entwicklungsgeschichte und des Aufbaus des Untergrundes voraus, um die mit der Nutzung verbundenen Risiken und Chancen abschätzen und bei politischen und ökonomischen Entscheidungen berücksichtigen zu können. Die Geowissenschaften liefern dazu einen entscheidenden Beitrag.

GEOLOGISCHER UNTERGRUND DER POLARGEBIETE

In Aufbau und Zusammensetzung des geologischen Untergrunds unterscheiden sich beide Polargebiete fundamental. Die Antarktis ist ein typischer, wenn auch nahezu vollständig von Eis bedeckter Kontinent mit einer teilweise bis über 40 km dicken kontinentalen Kruste. Aufgrund des mächtigen Eisschildes ist die Antarktis der Kontinent mit der größten durchschnittlichen Höhe. Seine Fläche ist deutlich größer als die von Europa oder von Australien. Der antarktische Kontinent enthält Teile sehr alter kontinentaler Kruste, die mit 3,8 Milliarden Jahren zu den ältesten Krustenfragmenten der Erde gehört. Da sich die Antarktis in der geologischen Vergangenheit mehrmals in zentraler Lage von Superkontinenten befand, Rodinia vor etwa einer Milliarde Jahren, Gondwana vor etwa 500 Millionen Jahren und Pangäa vor etwa 200 Millionen Jahren (DALZIEL 1991, DU TOIT 1937; Abb. 6 und 7), birgt sie wertvolle Informationen zur Entstehung und zum Zerfall von Superkontinenten und den sich daraus ergebenden speziellen globalklimatischen und ozeanographischen Bedingungen. Sie ist von fundamentaler Bedeutung für die Rekonstruktion der ehemaligen Lage der am Aufbau dieser Superkontinente beteiligten Kontinentbruchstücke.

Die Arktis ist geologisch das Gegenstück zum hochgelegenen kontinentalen Südpolargebiet. Sie besteht aus dem zentralen Arktischen Ozean, umgeben vom eurasischen und nordamerikanischen Festland (s. Abb. 1a). Die einzige Tiefwasserverbindung zum globalen Ozean befindet sich in der Framstraße zwischen Grönland und Svalbard. Flache Meeresverbindungen bestehen über die Beringstraße zum Pazifischen Ozean und über die Naresstraße zur Baffinbucht und zum Nordatlantik. Am Nordrand des eurasischen Kontinents befinden sich die größten Schelfgebiete der Erde.

Der Arktische Ozean besteht aus dem älteren Amerasischen und dem jüngeren Eurasischen Becken. Das Eurasische Becken wird von dem mittelozeanischen Gakkelrücken durchzogen, an dem auch heute noch mit einer Geschwindigkeit von ca. 1 mm/Jahr neue ozeanische Kruste gebildet wird (BROZENA et al. 2003).

Im Gegensatz zur Arktis besteht die Antarktis aus einem zentralen Kontinent, der vom Südlichen Ozean umgeben wird (s. Abb. 1b). Mit der endgültigen Trennung der Antarktis von Tasmanien (vor 34 Millionen Jahren) und Südamerika (spätestens vor etwa 20-16 Millionen Jahren) (Abb. 8) wurden die letzten Festlandsverbindungen zwischen der Antarktis und den benachbarten Kontinenten endgültig unterbrochen (LAWVER & GAHAGAN 2003). Fast gleichzeitig (vor etwa 17 Millionen Jahren) entstand die tiefe Meeresverbindung zwischen Arktischem Ozean und Nordatlantik, die Framstraße (JAKOBSSON et al. 2007). Die schrittweise Öffnung dieser Meeresstraße ermöglichte erstmalig einen Tiefwasseraustausch der Arktis mit den Weltozeanen.

Beide Polargebiete sind durch plattentektonische Prozesse mit grundlegend unterschiedlichem Charakter geprägt. In der Antarktis sind Subduktions- und Akkretionsprozesse am Plattenrand zum Pazifik durch 500 Millionen Jahre Erdgeschichte bis heute dokumentiert. Eine Folge von sukzessiven aktiven Plattenrandprozessen über einen solch langen Zeitraum ist auf der Erde einzigartig. Vor ca. 180 Millionen Jahren begann der

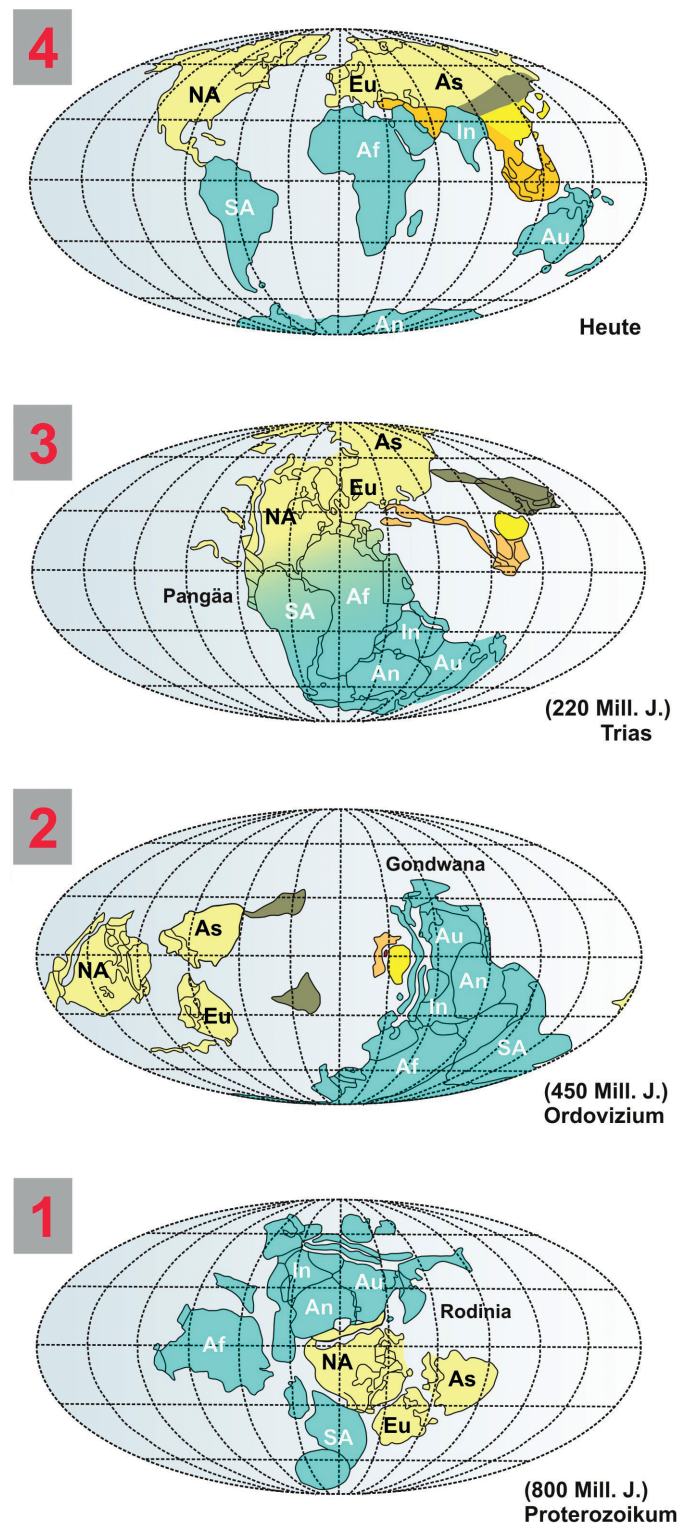


Abb. 6: Relative Lage der Antarktis (An) zu anderen Kontinentfragmenten (Af = Afrika, As = Asien, Au = Australien, Eu = Europa, In = Indien, NA = Nordamerika, SA = Südamerika) im Verlauf der Erdgeschichte innerhalb der Superkontinente Rodinia (1), Gondwana (2) und Pangaea (3) gegenüber heute (4); nach FRISCH & MESCHEDÉ (2005).

Fig. 6: Location of Antarctica (An) relative to other continent fragments (Af: Africa, As: Asia, Au: Australia, Eu: Europe, In: India, NA: North America, SA: South America) within the super continents Rodinia (1), Gondwana (2), and Pangaea (3) compared to today (4); modified from FRISCH & MESCHEDÉ (2005).

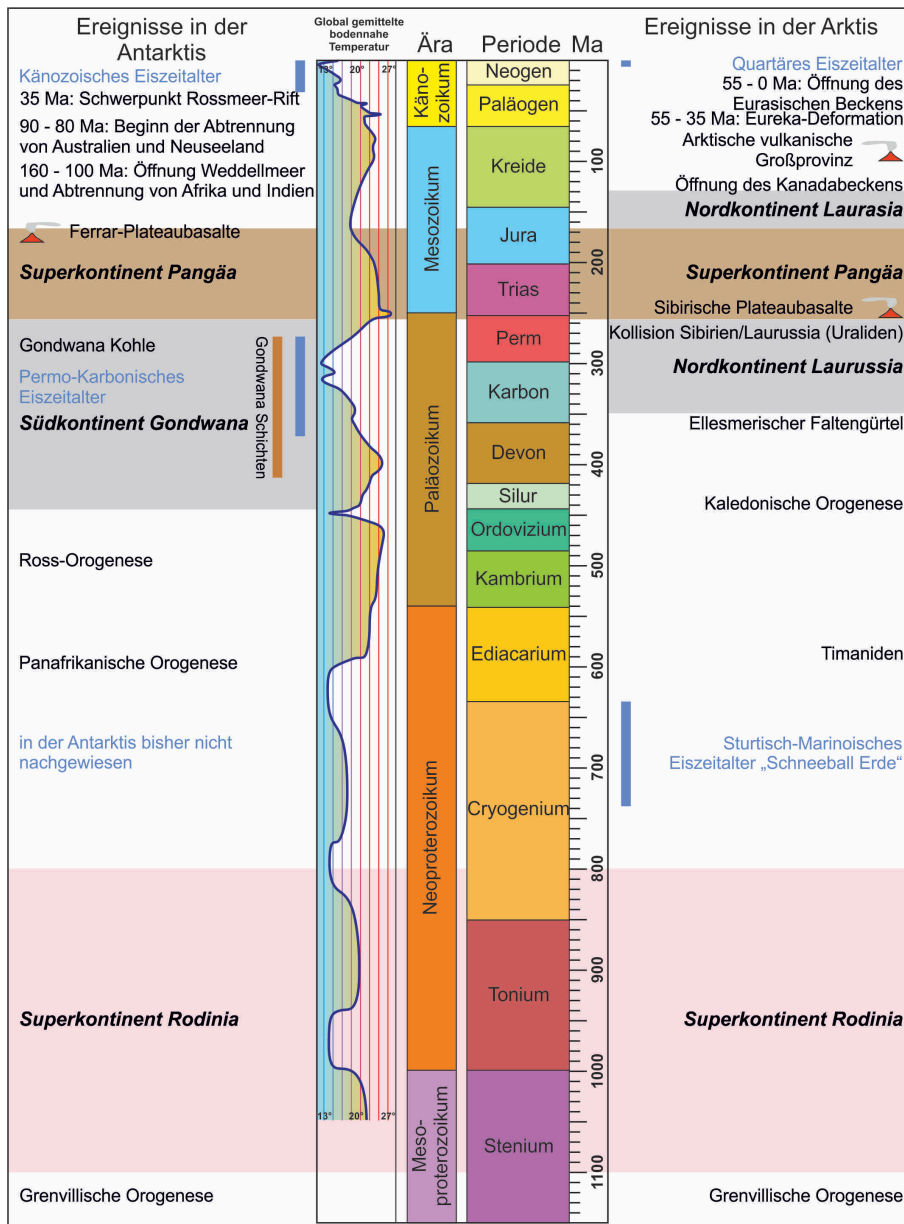


Abb. 7: Stratigraphische Tabelle (ICS 2014) mit wichtigen geologischen Ereignissen in der Antarktis (links) und in der Arktis (rechts) während der vergangenen 1100 Mio. Jahre (Temperaturkurve verändert nach <<http://scotese.com/climate.htm>>).

Fig. 7: Stratigraphic chart (ICS 2014) showing the most important geological events in Antarctica (left) and in the Arctic (right) during the past 1100 million years (temperature graph modified from <<http://scotese.com/climate.htm>>).

Zerfall des Superkontinents Gondwana, indem sich die Nachbarkontinente von den Rändern der Antarktis nacheinander abspalteten. Zuerst Afrika, dann Indien und Madagaskar, dann Australien, Neuseeland und zuletzt Südamerika. Am Ende dieses Prozesses ist Antarktika komplett von Ozeanen umgeben. Zusammen mit der Pol-Lage führte die Koppelung tektonischer und klimatischer Bedingungen ab etwa 35 Millionen Jahren allmählich zum Aufbau des antarktischen Eisschildes.

Im Arktischen Ozean gibt es dagegen rezent keine Subduktionsprozesse. Er ist von den passiven Kontinenträndern Eurasiens und Nordamerikas umgeben. Während der Gakkelerücken im Eurasischen Becken die Fortsetzung des weltumspannenden mittelozeanischen Rückensystems darstellt, ist das ältere Amerasische Becken ein vom Weltmeersystem isoliertes ozeanisches Becken und stellt nach wie vor ein plattentektonisches Rätsel dar (GRANTZ et al. 1979, 1990, LANE 1994). Aufgrund der lückenhaften geophysikalischen Datenlage gibt es für diese Region noch immer kein schlüssiges

Entstehungsmodell. Bisher war das Meereis zu dick, um beispielsweise systematische seismische Messungen zur Erkundung des Untergrundes durchführen zu können.

Wann sich in der Erdgeschichte das erste Meereis in der Arktis bildete oder Grönland zu vereisen begann, ist aufgrund der spärlichen Datenlage immer noch wenig bekannt bzw. umstritten. Einigkeit besteht darin, dass sich die nordhemisphärische Vergletscherung während des Übergangs in das Quartär (das sog. „Eiszeitalter“) deutlich intensiviert hat (z.B. MASLIN et al. 1998; Abb. 8). Seitdem wird das Klima in beiden Polarregionen maßgeblich durch Schwankungen in der solaren Einstrahlung als Folge zyklisch schwankender Erdbahnparameter geprägt, sowie durch natürliche Veränderungen der Treibhausgas-Konzentrationen in der Atmosphäre. Dabei gibt es deutliche Gemeinsamkeiten bei der zeitlichen Entstehung von Eiskappen, aber auch individuelle Entwicklungen, die beispielsweise durch die globale Ozeanzirkulation verursacht werden (Abb. 9).

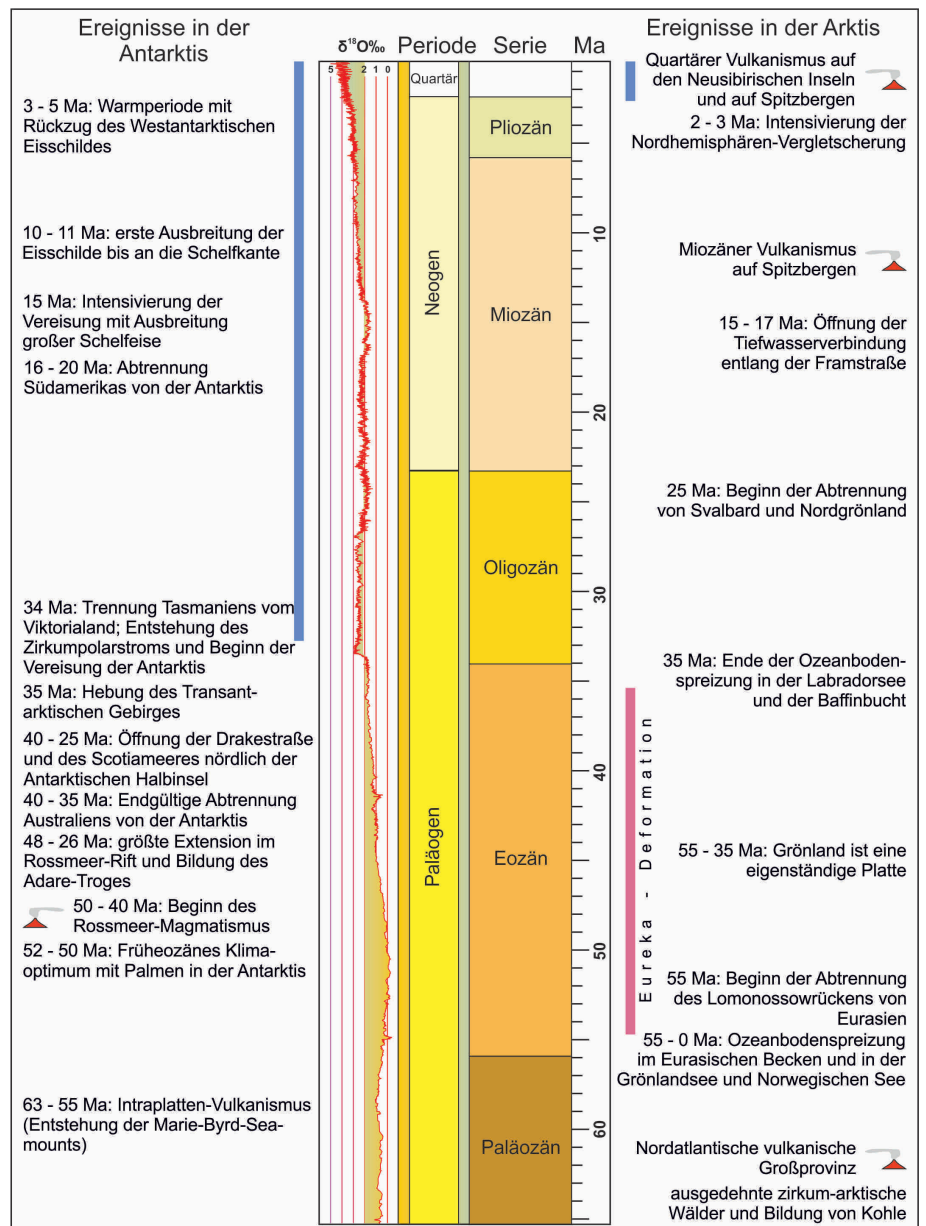


Abb. 8: Stratigraphische Tabelle (ICS 2014) mit den wichtigsten geologischen Ereignissen in der Antarktis (links) und in der Arktis (rechts) im Verlauf des Känozoikums (Erdneuzeit) während der vergangenen 65 Ma (Sauerstoffisotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO 2005).

Fig. 8: Stratigraphic chart (ICS 2014) showing the most important geological events in Antarctica (left) and in the Arctic (right) in the course of the Cenozoic, during the past 65 Ma (oxygen isotope record after LISIECKI & RAYMO 2005).

Arktis – komplexes Puzzle am Nordpolarmeer

Obwohl die Erforschung der Arktis in den letzten Jahren sowohl von geophysikalischer Seite in den Meeresgebieten als auch von der geologisch-tektonischen Seite auf den zirkumarktischen Landgebieten viele neue Erkenntnisse gebracht hat, können grundlegende Fragen über die Entstehung des Arktischen Ozeans nach wie vor nur unzulänglich beantwortet werden (PEASE et al. 2014). Die Existenz eines durch Extension entstandenen Ozeans, der bis auf die Ausnahme der Framstraße vollständig von Kontinenten umrahmt ist (s. Abb. 1a), ist in plattentektonischer Hinsicht weltweit einzigartig.

Morphologisch und plattentektonisch lässt sich der Arktische Ozean in zwei große Becken aufteilen, die eine deutlich unterschiedliche Entstehungsgeschichte aufweisen. Das dreiecksförmige Amerasische Becken zwischen dem kanadischen Schelf, dem ostsibirischen Schelf und dem Lomonossowrücken wurde im Mesozoikum gebildet und besteht aus einem

komplizierten und immer noch nicht verstandenen System von Teilbecken (Kanadabecken, Makarowbecken) und Rücken (Alpha-Mendelejew-Rücken; s. Abb. 1a). Die tektonischen Aktivitäten im Amerasischen Becken kamen zum Erliegen bevor sich vor etwa 60 Millionen das Eurasische Becken öffnete (JOKAT et al. 2013), wobei sich der Lomonossowrücken vom eurasischen Schelf abspaltete und in seine heutige Lage am Nordpol driftete (BROZENA et al. 2003). Im Zentrum des Eurasischen Beckens befindet sich heute noch ein aktiver mittelozeanischer Rücken, der Gakkelrücken, der das Eurasische Becken in das Nansenbecken und das Amundsenbecken unterteilt (Abb. 10). Die tektonischen Prozesse entlang dieses vulkanischen Rückens sind auch heute noch aktiv, so dass sich das Eurasische Becken ständig vergrößert.

Ein Rätsel im geologischen Verständnis der Entwicklung der Arktis bleibt aber das Amerasische Becken (PEASE et al. 2014). Um seine Entwicklung klären zu können, muss der jetzige Aufbau der Meeres- und der umgebenden Landge-

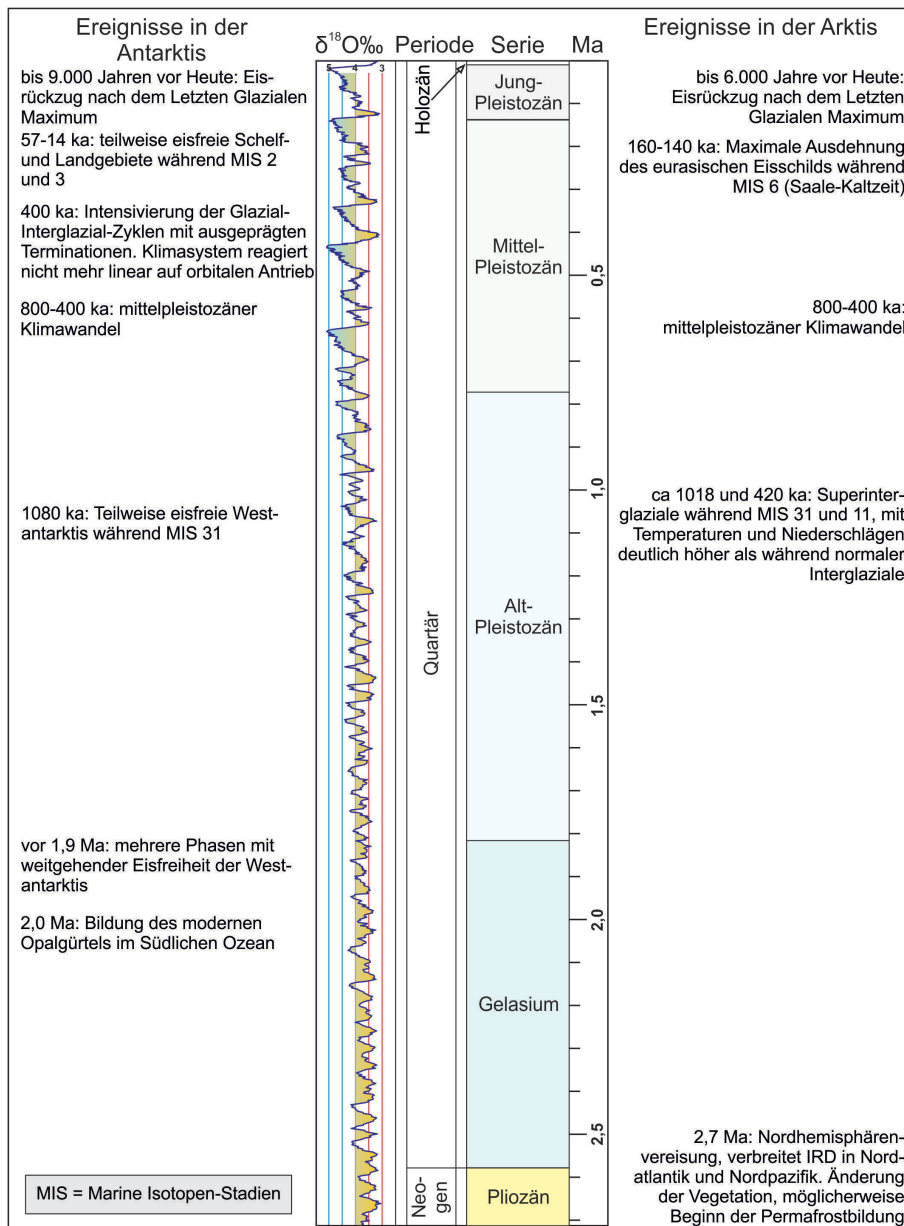


Abb. 9: Stratigraphische Tabelle (ICS 2010) mit den wichtigsten geologischen Ereignissen in der Antarktis (links) und in der Arktis (rechts) im Verlauf des Quartärs (Eiszeitalter) während der vergangenen 2,58 Ma (Sauerstoffisotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO 2005).

Fig. 9: Stratigraphic chart (ICS 2010) showing the most important geological events in Antarctica (left) and in the Arctic (right) in the course of the Quaternary, during the past 2.58 Ma (oxygen isotope record after LISIECKI & RAYMO 2005).

biete zwischen Kanada, Alaska und Sibirien umfassend untersucht werden. Hier gibt es noch viele „weiße Flecken“ auf der geologischen Landkarte, da die relevante Region schlecht zu erreichen ist und ein riesiges Gebiet umfasst. Durch die Meereisbedeckung, die trotz des Klimawandels immer noch große Bereiche der zentralen Arktis auch im Sommer bedeckt, ist es äußerst schwierig, mit Schiffsexpeditionen Informationen über die Struktur und den Aufbau des Meeresbodens zu gewinnen.

Nach wie vor ist nicht hinlänglich geklärt, woraus der Untergrund des Kanadabeckens, des Alpha-Medelejew-Rückens

und des Tschuktschen-Plateaus besteht. Auch an Land fehlen in vielen Bereichen grundlegende geologische Karten und Informationen über den Aufbau des Untergrundes, die Füllung von Sedimentbecken und die tektonische Deformationsgeschichte. Die großen Datenlücken machen es nach wie vor fast unmöglich, die Entwicklungsgeschichte verschiedener Teilbereiche der Arktis miteinander zu vergleichen (PEASE et al. 2014), was eine Grundvoraussetzung dafür ist, die paläogeographischen Beziehungen zu rekonstruieren und Aussagen über die Geschichte der heutigen Arktis machen zu können.

Schlüsselfragen zum geologischen Untergrund der Arktis

- (1) Wie sah die Arktis vor der Öffnung des Arktischen Ozeans aus?
- (2) Welche geodynamischen Prozesse führten zur Öffnung des Arktischen Ozeans?
- (3) Welche Rolle spielte Vulkanismus bei der Entwicklung der Arktis?
- (4) Wie sind die großen Rückensysteme im Arktischen Ozean aufgebaut?
- (5) Wann und wie haben sich die Meeresstraßen zum Weltozean gebildet?

Schlüsselfrage 1:

Wie sah die Arktis vor der Öffnung des Arktischen Ozeans aus?

Es besteht heute kein Zweifel daran, dass die Arktis vor der Bildung des Arktischen Ozeans aus dem nördlichen Großkontinent Laurasia bestand, der in einem Zeitraum von ca. 200 Millionen Jahren in mehreren Schritten durch die kaledonische, die ellesmerische und die Ural-Gebirgsbildungen zusammengeschießt wurde (PEASE et al. 2014; Abb. 7). Allerdings ist nicht befriedigend geklärt, welche der heutigen Randgebiete des Arktischen Ozeans vor dem Zerfall Laurasias und vor der Öffnung des Arktischen Ozeans benachbart gewesen sind.

Der Schlüssel für die Beantwortung dieser Frage liegt in den Gebirgszügen und Faltengebirgen, die heutzutage um die Arktis gruppiert sind (Abb. 10). Diese repräsentieren alte Kollisionsszonen zwischen den heute verschweißten Kontinentplatten. Zwar sind die Entwicklungsabläufe dieser einzelnen Nahtstellen, welche die heute um den Arktischen Ozean liegenden Fragmente des ehemaligen Kontinents Laurasia verbinden (z.B. Timaniden, Kaledoniden, Ural, Taimyr, Werchojansk), inzwischen recht gut bekannt und dokumentiert. Allerdings verlaufen viele dieser Nahtstellen auf das heutige „Loch“ des Arktischen Ozeans zu und setzen sich nicht an einer der gegenüberliegenden Seiten fort (Abb. 10). Dieses wäre aber eigentlich zu erwarten, nachdem der Großkontinent Laurasia nach der Bildung der Faltengebirge auseinandergebrochen war. Ein eindrucksvolles Beispiel bilden die Kaledoniden, die entstanden sind, als Nordamerika und Skandinavien im Silur kollidiert sind (Abb. 10). Dieses sehr große und breite Gebirge verläuft von Süden in Richtung des heutigen Polarmeeres (GEE et al. 2008). Die Gebirgsbildung hat den Untergrund Ostgrönlands, Norwegens, Spitzbergens und wahrscheinlich des Franz-Josef-Landes betroffen. Auf der anderen Seite der Arktis, wo man die Fortsetzung vermuten würde, findet sich aber bislang kein Hinweis auf dieses weltweit wichtige Ereignis. Dasselbe gilt für den Taimyr- und den Werchojansk-Faltengebirge, die mehr oder weniger rechtwinklig in die Arktis hineinlaufen und für die bisher keine Fortsetzungen gefunden werden konnten. Aber auch die Faltengebirge, die mehr oder weniger parallel zu den heutigen passiven Kontinentalrändern des Arktischen Ozeans verlaufen, wie der unterkarbonische Ellesmerische und der paläogene

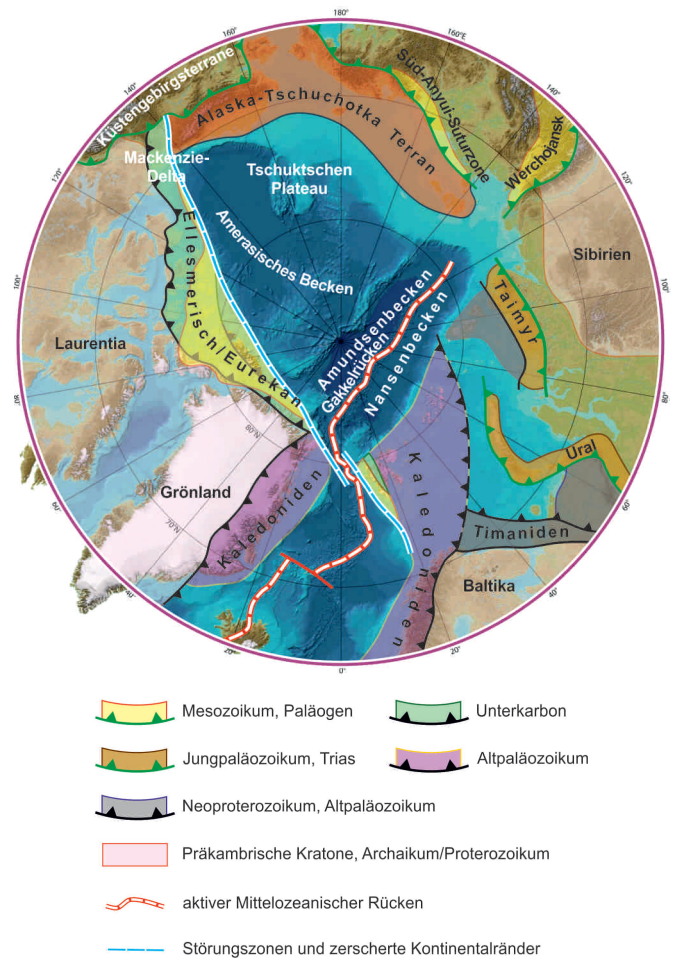


Abb. 10: Geologische Karte der Arktis mit den wichtigsten Kratonen, Orogenen und Faltengebirgen (PIEPJOHN et al. 2011), verändert nach HOFFMAN (1988), ROSEN et al. (1994), ROSS & VILLENEUVE (2003), GEE & STEPHENSEN (2006), KHUDOLEY et al. (2007) und COLPRON & NELSON (2011).

Fig. 10: Geological map of the Arctic with the most important cratons, orogens and fold-and-thrust belts (PIEPJOHN et al. 2011), modified from HOFFMAN (1988), ROSEN et al. (1994), ROSS & VILLENEUVE (2003), GEE & STEPHENSEN (2006), KHUDOLEY et al. (2007) and COLPRON & NELSON (2011).

Eurekan-Faltengebirge (Abb. 11) verschwinden in Richtung Skandinavien bzw. Alaska, ohne dass es dafür bislang eine befriedigende Erklärung gibt.

Für die Frage, wie die Arktis vor dem Zerfall des nördlichen Großkontinents Laurasia aussah, ist die komplexe Erforschung dieser alten und jungen Kollisionsstrukturen und ihres zeitlichen und räumlichen Zusammenspiels von großer Bedeutung. Für die Bildung der Arktis, wie wir sie heute kennen, hat jede der zirkumarktischen Deformationszonen zu unterschiedlichen Zeiten eine wichtige Rolle gespielt.

Bei den geowissenschaftlichen terrestrischen Untersuchungen ist in den letzten Jahren deutlich geworden, dass multidisziplinäre Zusammenarbeit bei der Erforschung der dynamischen Prozesse in der Arktis unabdingbar ist. Die Geowissenschaften bestehen aus einer Vielzahl unterschiedlichster Disziplinen. Es ist nicht möglich, die Entwicklungsgeschichte der Polarregionen lediglich durch strukturgeologische Forschungen aufzuschlüsseln. Die Disziplinen Geochemie, Petrologie, Geochronologie, Stratigraphie, Geophysik und



Abb. 11: Blick nach Norden auf verfaltete Kreidesedimente am Purkis Creek westlich des Mackenzie-Deltas, Yukon-Territorium (Kanada). Die Deformation ist vermutlich Teil des Eureka-Faltengürtels, der sich von Spitzbergen über die Ellesmere-Insel bis zum Yukon North Slope zieht (Foto: K. Piepjohn).

Fig. 11: View towards the north on folded Cretaceous sediments at Purkis Creek west of the Mackenzie Delta, Yukon Territory (Canada). The deformation presumably is part of the Eureka foldbelt, which extends from Spitsbergen across Ellesmere Island towards the Yukon North Slope (photo: K. Piepjohn).

Strukturgeologie müssen kombiniert werden, um schlüssige geodynamische Rekonstruktionen der erdgeschichtlichen Entwicklung der Arktis erhalten zu können. Dabei ist die radiometrische Altersbestimmung an detritischen Zirkonen und anderen Schwermineralen, die im Abtragungsschutt dieser alten Gebirgsketten zu finden sind, ein wichtiges Instrument für die Rekonstruktion plattentektonischer Prozesse. Aus den Altersmustern der Sedimente lassen sich Hinweise auf deren Liefergebiete ableiten. Nur so wird es möglich, Krustenfragmente, die heute weit verstreut an den zirkumarktischen Kontinentalrändern zu finden sind, miteinander zu korrelieren (wie z.B. Krustenfragmente an der Nordküste der Ellesmere-Insel, an der Westküste Spitzbergens, in Alaska und auf dem sibirischen Schelf). Da diese Methode erst in jüngster Zeit entwickelt wurde und zudem sehr aufwändig an Kosten und Zeit ist, wächst die Datenbasis nur langsam. Eine Erweiterung dieser Datenbasis in Kooperation mit Wissenschaftlern der Anrainerstaaten, kombiniert mit strukturgeologischen, stratigraphischen und paläontologischen Arbeiten, wird eine paläogeographische Rekonstruktion Laurasias ermöglichen.

Schlüsselfrage 2:

Welche geodynamischen Prozesse führten zur Öffnung des Arktischen Ozeans?

Die Öffnung des Arktischen Ozeans begann vermutlich an der Grenze Jura/Kreide (vor ca. 145 Millionen Jahren) mit der Bildung des Kanadabeckens zwischen Kanada und Alaska auf der einen und Sibirien auf der anderen Seite (PEASE et al. 2014). Ausgedehnter Flutbasalt-Vulkanismus auf den kanadischen arktischen Inseln, Svalbard und Franz-Josef-Land, mit einem Höhepunkt vor 130-120 Millionen Jahren, könnte für einen etwas späteren Zeitpunkt sprechen. Gängige Modelle beschreiben die Entstehung des Kanadabeckens mit einer scherenartigen Öffnung entlang eines von der Beaufortsee

Richtung Nordpol verlaufenden Spreizungssystems, bei der die Alaska-Tschuchotka-Terrane von Alaska und Nordkanada abgespalten und durch eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn in ihre heutigen Positionen gewandert sind (CAREY 1958, GRANTZ et al. 1979, 1990, VOGT et al. 1982; Abb. 12). Allerdings mehren sich Hinweise aus terrestrischen geologischen Feldarbeiten, die gegen eine derartige Öffnung des Kanadabeckens sprechen. Die strukturgeologischen Untersuchungen großer Störungssysteme, die sich parallel zu den heutigen passiven Kontinentalrändern des Barentsschelfs und Nordamerikas über 2.500 km von Spitzbergen über Nordgrönland und die Ellesmere-Insel bis zum Mackenzie-Delta ziehen (PIEJOHN et al. 2013), lassen vermuten, dass die Prozesse bei der Entstehung des Kanadabeckens überwiegend von Seitenverschiebungen gesteuert und kontrolliert wurden (s. Abb. 10). Die vorhandenen aerogeophysikalischen Daten des Kanadabeckens zeigen keine eindeutigen magnetischen Spreizungsanomalien, die das Vorhandensein von ozeanischer Kruste oder, noch wichtiger, die Driftrichtung der beteiligten Platten anzeigen würden. Allerdings könnte sich das Kanadabecken zumindest teilweise während einer langen Zeitspanne ohne Umpolung des magnetischen Erdfeldes geöffnet haben („Cretaceous Normal Superchron“ zwischen ca. 121 und 83 Millionen Jahren), wodurch die Ausbildung solcher magnetischen Anomalienmuster nicht möglich gewesen wäre.

Im Eurasischen Becken ist die Situation einfacher. Hier konnten die dichten aeromagnetischen Befliegungen schon vor 40 Jahren die magnetischen Meeresbodenspreizungsanomalien eindeutig dokumentieren. Diese Daten und die wenigen seismischen Profile durch das Becken (JOKAT & MIKSCH 2004) zeigen, dass der mittelozeanische Gakkelrücken seit etwa 55 Millionen Jahren neue ozeanische Kruste bildet (VOGT et al.

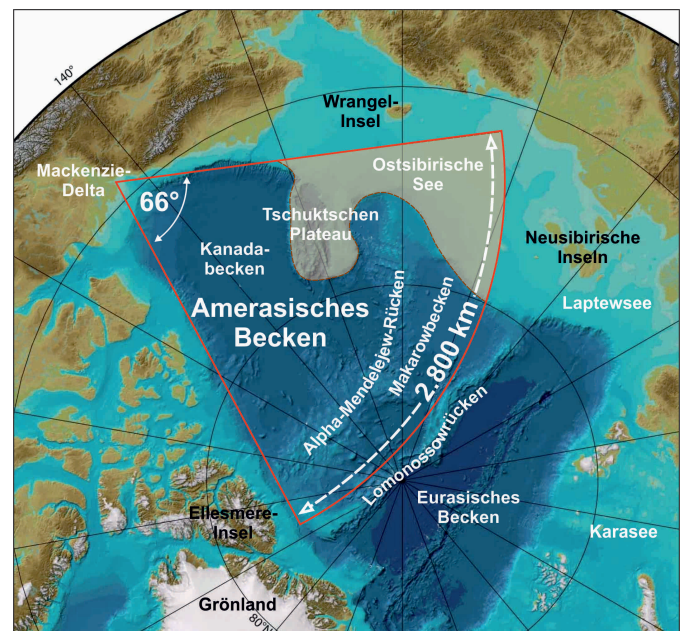


Abb. 12: Modell der scherenartigen Öffnung des Amerasischen Beckens mit einem Öffnungswinkel von etwa 66° und der vermuteten rechtsseitigen Lateralstörung entlang des Lomonosowrückens (verändert nach GRANTZ et al. 1990, 2011).

Fig. 12: So-called windshield wiper model showing the opening of the Amerasian Basin by an opening angle of about 66° and the assumed dextral strike-slip fault along Lomonosov Ridge (modified from GRANTZ et al. 1990, 2011).

1978, VOGT 1979), wobei die Spreizungsraten mit bis zu 1,2 mm/Jahr den niedrigsten Wert auf der globalen Skala von Spreizungssystemen darstellen. Dies macht den Gakkelrücken zu einem Testfall für globale Modelle zur Erklärung von Prozessen an mittelozeanischen Rücken.

Während der Gakkelrücken über die Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland mit dem globalen System Mittel-ozeanischer Rücken in Verbindung steht, endet dieses Spreizungssystem scheinbar am Rand des sibirischen Kontinentalrands nördlich der Laptewsee (s. Abb. 10). Untersuchungen von Erdbeben in der Laptewsee und in Sibirien zeigen jedoch, dass sich die Dehnungsbewegung auch im Kontinent fortsetzt. Da wenig über die Krustenstruktur der Laptewsee sowie der Dehnungsraten der weiter südlich liegenden Teile Sibiriens bekannt ist, ist es schwierig, konsistente geodynamische Modelle zu erstellen. Es ist bemerkenswert, dass Riftprozesse in Sibirien zwar u.a. durch eine moderate Seismizität dokumentiert sind, jeglicher starker Vulkanismus, wie z.B. entlang des Roten Meeres, aber fehlt. Für das globale Verständnis von Mantelprozessen ist ein Vergleich der Krusten- und Mantelstrukturen beider Regionen erforderlich, um die Resultate mit numerischen Modellen abgleichen zu können.

Schlüsselfrage 3:

Welche Rolle spielte Vulkanismus bei der Entwicklung der Arktis?

Die Kontinentdrift ist auch in der Arktis von magmatischen Aktivitäten, überwiegend Vulkanismus, begleitet. Im marinen Bereich bilden magmatische Gesteine den Untergrund der Ozeanbecken, werden an aktiven mittelozeanischen Rücken (wie dem Gakkelrücken im Eurasischen Becken und den Rückensegmenten des Nordatlantiks) ständig neu generiert und sind Bestandteil untermeerischer Erhebungen (wie dem Alpha-Mendelejew-Rücken, dem Morris-Jesup-Plateau und dem Yermak-Plateau), wo sie vor allem durch geophysikalische Messungen nachgewiesen wurden (z.B. JACKSON et al. 1986, JOKAT et al. 2008, FUNCK et al. 2011; Abb. 13). An Land sind sie entlang der zirkumarktischen Kontinentalränder weit verbreitet und hier der direkten Beprobung und geologischen Untersuchung zugänglich. Auf Island und Nordspitzbergen ist der Vulkanismus bis heute aktiv.

Die Öffnung der arktischen Ozeanbecken ist mit zwei vulkanischen Großprovinzen (LIP: „Large Igneous Province“) verbunden. Die ältere arktische Vulkanprovinz (HALIP: „High-Arctic Large Igneous Province“) ist während der Kreidezeit, vor etwa 135 bis 90 Millionen Jahren, entstanden (TARDUNO et al. 1998, MAHER 2001, BUCHAN & ERNST 2006). Durch ihre Langlebigkeit unterscheidet sie sich deutlich von anderen magmatischen Großprovinzen auf der Erde. Sie wird mit der Öffnung des Kanadabeckens in Zusammenhang gebracht, dessen räumliche und zeitliche Entstehung noch unklar ist. Die zur HALIP gerechneten Basalte sind heute auf dem Barentsschelf einschließlich Spitzbergen (Abb. 14) und Franz-Josef-Land, den kanadischen arktischen Inseln, Nordgrönland, den De-Long-Inseln (Neusibirische Inseln) sowie vermutlich auf dem Alpha-Mendelejew-Rücken anzutreffen (z.B. EMBRY & OSADETZ 1988, ESTRADA & HENJES-KUNST 2013, CORFU et al. 2013). Die vor etwa 60-55 Millionen

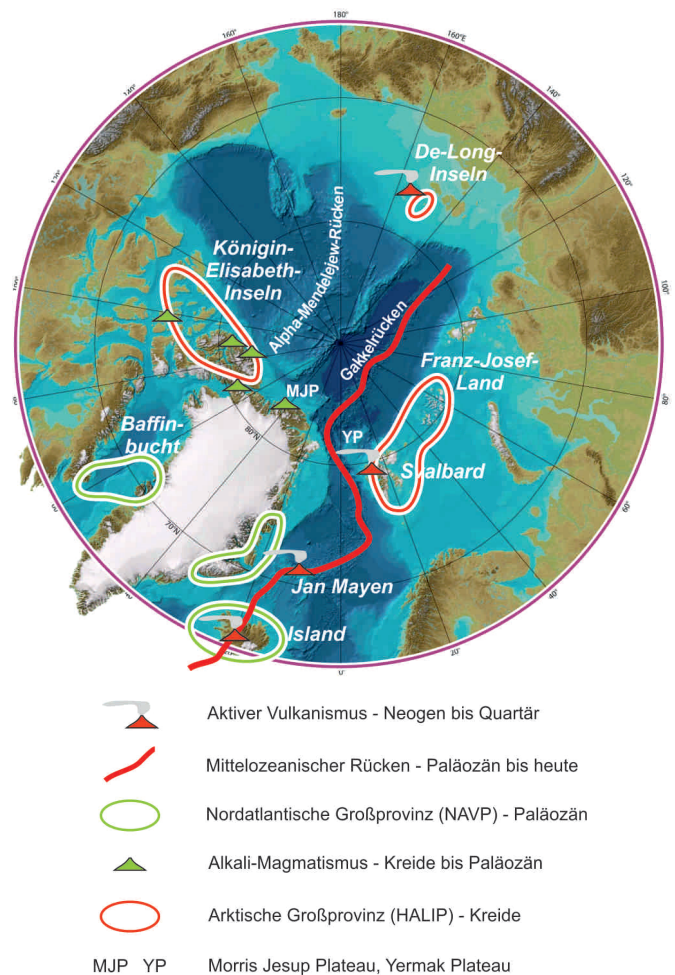


Abb. 13: Karte der vulkanischen Großprovinzen in der Arktis seit der Kreidezeit (verändert nach RIEFSTAHL et al. 2013, cum lit.; Kartengrundlage: JAKOBSSON et al. 2008).

Fig. 13: Map of the Large Igneous Provinces in the Arctic since Cretaceous times (modified from RIEFSTAHL et al., 2013, and references therein; map base: JAKOBSSON et al. 2008).

Jahren aktive Nordatlantische Vulkanische Provinz ist mit dem Aufbruch zwischen Ostgrönland und Skandinavien verbunden und umfasst terrestrische und submarine Basalte entlang der konjugierenden Kontinentalränder des nördlichen Nordatlantiks (z.B. LARSEN et al. 1999, STOREY et al. 2007). Die etwa zeitgleiche Öffnung des Eurasischen Beckens war dagegen nicht von starker vulkanischer Aktivität begleitet. Seit etwa 90 Millionen Jahren tritt zu unterschiedlichen Zeiten und in verschiedenen Gebieten (Nordgrönland, kanadische Arktis, Neusibirische Inseln) stark differenzierter Alkali-Vulkanismus auf, der Affinität zu kontinentalen Riftzonen aufweist und dessen Beziehungen zu den beiden großen Flutbasalt-Provinzen noch unklar sind (z.B. ESTRADA et al. 2010, cum lit.).

Als Ursache für die beiden vulkanischen Großprovinzen wird der Aufstieg einer säulenförmigen thermischen Anomalie aus dem tieferen Erdmantel, eines sogenannten Mantelplumes, angenommen. Eine Hypothese besagt, dass es ein und derselbe langlebige Plume war, der für die Bildung der HALIP verantwortlich war, ehe er durch die Kontinentaldrift vor etwa 60 Millionen Jahren unter Zentralgrönland und schließlich heute unter Island zu liegen kam (FORSYTH et al. 1986).



Abb. 14: Horizontal intrudierte Kreidebasalte in karbonischen Kalksteinen an der Ostküste vom Lomfjorden, Nordost-Spitzbergen (Foto: K. Piepjohn).

Fig. 14: Horizontally intruded Cretaceous basalt sills within Carboniferous limestones at the east coast of Lomfjorden, Northeast Spitsbergen (photo: K. Piepjohn).

Dadurch könnte er auch für die Nordatlantische Vulkanische Provinz und den Vulkanismus zwischen West-Grönland und der Baffin-Insel verantwortlich sein. Ein Zusammenhang mit dem Plume, der zur Entstehung der Sibirischen Trapp-Provinz um die Perm-Trias-Grenze (vor etwa 250 Millionen Jahren) führte, wird allerdings kontrovers diskutiert (z.B. BAILEY & RASMUSSEN 1997, SMIRNOV & TARDUNO 2010). Spezielle seismologische Studien des oberen Mantels, besonders im Gebiet zwischen Grönland und Norwegen, könnten wesentlich zur Klärung der Ausdehnung von Mantelplumes und ihrer Rolle beim Aufbruch von Kontinenten beitragen.

Petrologisch-geochemische sowie geochronologische Analysen an vulkanischen Gesteinen liefern wichtige Zeitmarken zur Rekonstruktion der plattentektonischen Entwicklung des arktischen Raumes, lassen Rückschlüsse auf das jeweilige geotektonische Bildungsmilieu zu, unterstützen die Interpretation geophysikalischer, insbesondere aeromagnetischer Daten und erlauben somit eine Korrelation der Geologie an Land mit den angrenzenden eis- und wasserbedeckten Schelfgebieten. Für den weiteren Kenntniszuwachs ist die Gewinnung vulkanischer Gesteinsproben aus dem submarinen Bereich, besonders von Gebieten mit nachgewiesenen magnetischen Anomalien, unerlässlich.

Schlüsselfrage 4:

Wie sind die großen Rückensysteme im Arktischen Ozean aufgebaut?

Der Arktische Ozean wird topografisch von drei Rückensystemen dominiert, dem Alpha-Mendelejew-Rücken, dem Lomonossowrücken und dem Gakkelerücken (s. Abb. 1a, Abb. 10). Alle drei Rückensysteme durchziehen den kompletten Arktischen Ozean von Sibirien bis zur kanadisch-grönlandischen Küste.

Der Alpha-Mendelejew-Rücken ist ein mehr als 1800 km langes Rückensystem, das wahrscheinlich magmatischen Ursprungs ist. Es hat vor dem ostsibirischen Kontinentalrand eine Krustendicke von 35 km. Die Tiefen-Geschwindigkeitsverteilung in diesem Teil des Mendelejewrückens (LEBEDEVA-IVANOVA et al. 2006) zeigt deutliche Ähnlichkeiten mit der Krustenstruktur z.B. des Island-Faröer-Rückens. Damit deuten bisherige Forschungsergebnisse darauf hin, dass der Alpha-Mendelejew-Rücken eine LIP („Large Igneous Province“) ist, die sich, begleitet von subaerischen Eruptionen, vor 100 bis 80 Millionen Jahren bildete. Aeromagnetische Daten zeigen ein Anomalienmuster, das für eine magmatische Großprovinz typisch ist (VOGT & OSTENSO 1970). Die geringe Zahl seismischer Profile, die den Rücken queren (JOKAT et al. 2013), und weitgehend fehlende Gesteinsproben, lassen eine genetische und strukturelle Interpretation nicht zu. Bisher konnte erst eine sicher datierte Probe vom zentralen Teil des Alpha-Mendelejew-Rückens gewonnen werden. Der tholeiitische Basalt hat ein Ar-Ar Alter von 89 Millionen Jahren (JOKAT et al. 2013). Auf dieser Basis interpretieren russische Wissenschaftler den Rücken als kontinentales Fragment, das nur von Basalten überlagert ist. Auf diese Interpretation stützt sich u.a. das Bestreben der Russischen Föderation, die Ausdehnung ihrer Interessensgebiete auf weite Teile des Arktischen Ozeans vor Ostsibirien bei den UNO zu beantragen (s. Abb. 4).

Eine ähnliche Rolle in der politischen Diskussion zur Aufteilung der Arktis im Rahmen des internationalen Seerechtsübereinkommens (SRÜ 1998) spielt der Lomonossowrücken. Er trennt das Eurasische Becken vom Amerasischen Becken und verläuft von Nordgrönland am Nordpol vorbei bis zur Lapteewsee (s. Abb. 1a). Der Lomonossowrücken ist ein kontinentales Fragment, das sich während der Öffnung des Eurasischen Beckens vom eurasischen Schelf getrennt hat. Der Rücken hat keine einheitliche Struktur, sondern wurde durch Dehnungsprozesse unterschiedlich stark tektonisch beansprucht (JOKAT 2005, LANGINGEN et al. 2009). Er zeigt im zentralen Bereich tiefe Gräben, die wahrscheinlich während des Riftprozesses im Mesozoikum-Känozoikum gebildet wurden. Trotz der guten topographischen Kartierung des Lomonossowrückens erlaubt die derzeitige Datengrundlage keine umfassende Beschreibung der geologischen Struktur und seiner Ausdehnung unterhalb der Sedimente im Eurasischen und Amerasischen Becken. Die Übergangszone Kontinent-Ozean sowie der Beginn der ozeanischen Kruste sind in beiden Becken aufgrund fehlender Daten kaum bekannt. In der Regel führt das zu fehlerhaften kinematischen Modellen, da diese bisher nur die Oberflächentopographie der Rücken berücksichtigen.

Über den kontinentalen Charakter des Lomonossow-Rückens gibt es seit der ACEX-Bohrung im Jahre 2004 keinen Zweifel mehr (MORAN et al. 2006). Für die politische Diskussion hingegen ist es wichtig, wie sich der Rücken relativ zum Schelf der Lapteewsee bewegt hat. Hier gibt es zwei Modelle. Das erste setzt eine Scherzone voraus, entlang derer sich der Lomonossowrücken seit etwa 60 Millionen Jahren nördlich der Lapteewsee rechtslateral relativ zum passiven Kontinentalrand Sibiriens bewegt und verschiebt. Die Scherzone wurde allerdings bisher weder durch reflexionsseismische noch durch seismologische Messungen nachgewiesen (JOKAT et al. 2013). Das zweite Modell besagt, dass die Dehnung der Lapteewsee parallel zur Bildung des Eurasischen Beckens verlief. Damit wäre keine regionale Scherzone mehr erforderlich und die

Dehnung könnte sich ungestört nach Süden in das Festland fortsetzen. Im Moment unterstützen geophysikalische Beobachtungen das zweite Modell. Es gibt bislang keine überzeugenden Daten, die eine aktive Scherzone in der Ostsibirischen See bzw. Laptewsee zeigen. Es ist danach davon auszugehen, dass sich der Lomonossowrücken relativ zum sibirischen Schelf kaum bewegt hat.

Schlüsselfrage 5:

Wann und wie haben sich die Meeresstraßen zum Weltozean gebildet?

Die globale Ozeanzirkulation ist eine der wichtigsten Faktoren im globalen Klimasystem. Meeresströmungen verteilen Wärme-

energie über den Globus und wirken damit regulierend. Die heutige Zirkulation hat ihren Antrieb in den Temperaturunterschieden zwischen Äquator und den Polregionen. Die Öffnung bzw. Schließung großer Meeresstraßen in der geologischen Vergangenheit (z.B. Isthmus von Panama, Drakepassage) veränderte die globale Zirkulation und das Weltklima wiederholt dramatisch (z.B. v.d. HEYDT & DIJKSTRA 2006).

Mit Blick auf die Arktis ist zu klären, welchen Einfluss besonders die Öffnung der Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen (s. Abb. 1a) auf die globale Klimaentwicklung hatte. Die ACEX-Bohrung auf dem Lomonossowrücken hat gezeigt, dass der Arktische Ozean vor etwa 18 Millionen Jahren ein anoxisches Becken ähnlich dem heutigen Schwarzen Meer war (z.B. MORAN et al. 2006, STEIN 2008). Zur damaligen Zeit

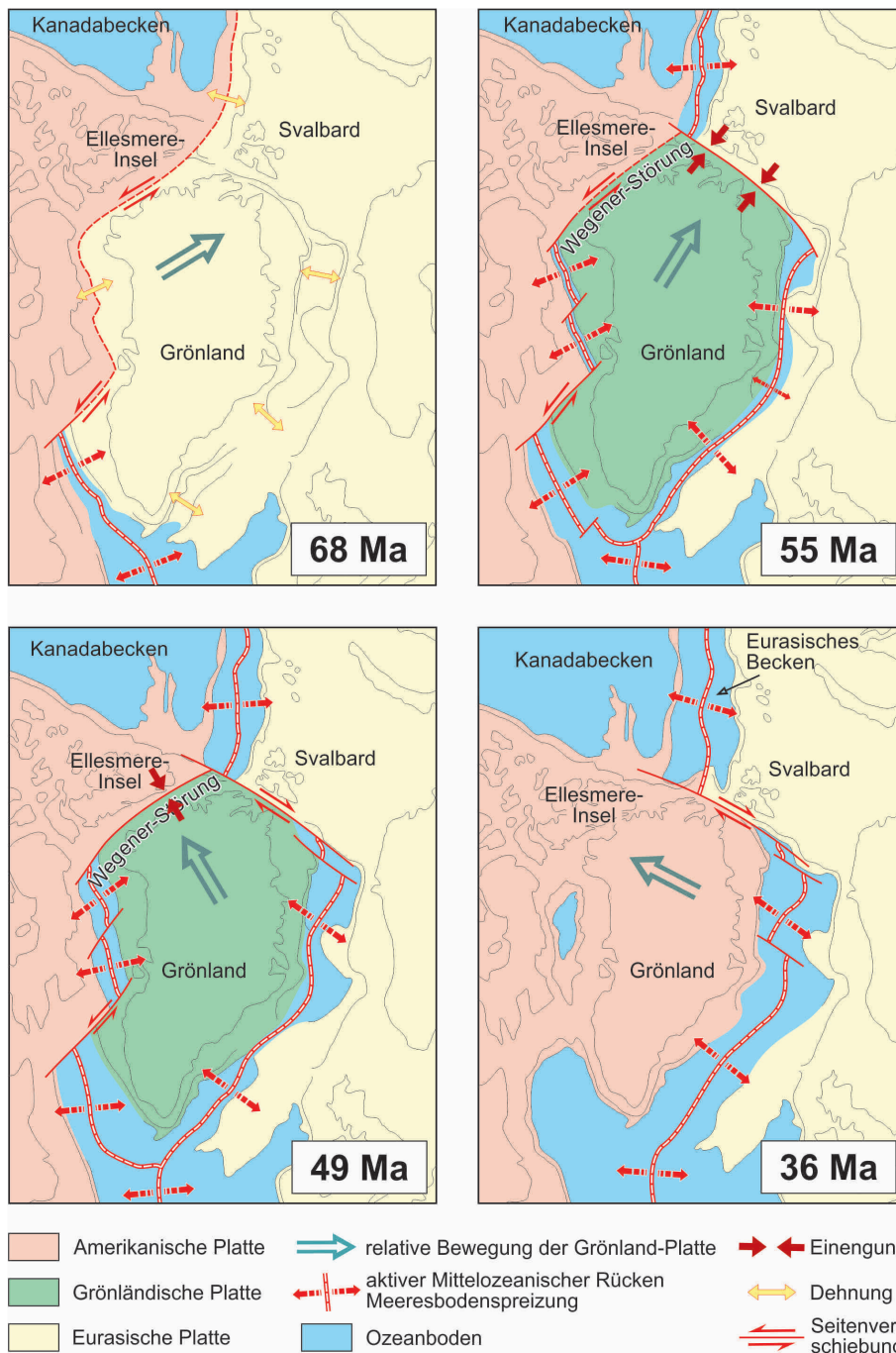


Abb. 15: Rekonstruktion des finalen Zerfalls von Laurasia (nach TESSENSOHN & PIEPIOHN 2000, PIEPIOHN et al. 2014). Vor 68 Ma verlief die Plattengrenze zwischen Eurasien und Nordamerika westlich von Grönland. Vor 55 Ma war Grönland von aktiven Plattengrenzen umgeben, bewegte sich Richtung NE und war Ursache für die Aufaltung des „West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt“. Vor 49 Ma änderte Grönland seine Richtung und driftete nach NW, wo es für eine intensive Einengung entlang der Wegener-Störung sorgte. Vor 36 Ma wurden die Plattengrenzen westlich von Grönland inaktiv, Grönland wurde Teil der nordamerikanischen Platte, und Eurasien sowie Nordamerika begannen in ihre heutigen Positionen zu driften.

Fig. 15: Reconstruction of the final break-up of Laurasia (according to TESSENSOHN & PIEPIOHN 2000, PIEPIOHN et al. 2014). 68 Ma ago, the plate boundary between Eurasia and North America was situated west of Greenland. 55 Ma ago, Greenland was surrounded by active plate boundaries, moved towards NE and caused the contraction along the West Spitsbergen Fold-and-Thrust Belt. 49 Ma ago, Greenland changed its direction and moved towards NW, causing intense shortening across the Wegener Fault. 36 Ma ago, the plate boundaries west of Greenland became inactive, Greenland became part of the North American plate, and Eurasia as well as North America started to drift into their present positions.

dürfte dieses Becken keine oder nur flache Verbindungen zum globalen Ozean aufgewiesen haben. Jüngere Sedimente zeigen hingegen, dass die ozeanographischen Bedingungen des Arktischen Ozeans seit 18 Millionen Jahren mehr oder weniger den heutigen gleichen. Diese Beobachtung wird teilweise durch aeromagnetische Daten gestützt. Allerdings zeigen magnetische und seismische Daten, dass die Framstraße wahrscheinlich bereits im Oligozän eine Flachwasserverbindung bildete (EHLERS & JOKAT 2013), die einen begrenzten Wasseraustausch ermöglichte. Für konkretere Aussagen fehlen zurzeit wissenschaftliche Tiefbohrungen im Bereich der Framstraße, deren Ergebnisse konkretere Aussagen zu diesem Modell liefern würden.

Die anderen beiden Verbindungen der Arktis zu den Weltmeeren werden von der Beringstraße zum Pazifik und von der Naresstraße über die Baffinbucht zum Atlantik gebildet (s. Abb. 1a). Für den Austausch von Tiefenwasser sind diese Meeresstraßen zu flach. Über den Ursprung und die Genese der Naresstraße wird schon seit Jahren kontrovers diskutiert (TAYLOR 1910, WEGENER 1915, DAWES & KERR 1982). Von Seiten struktureologischer Untersuchungen auf der Ellesmere-Insel sowie aus plattentektonischer Sicht wird die so genannte Wegener-Störung als verbindende Transformstörung zwischen der Baffinbucht und dem Eurasischen Becken postuliert (z.B. TESSENHORN & PIEPJOHN 2000; Abb. 15). Diesem tektonischen Modell wird jedoch von anderen Wissenschaftlern widersprochen (z.B. DAWES 2009, HANSEN et al. 2011). Nur wenige Diskussionen gibt es hingegen über die Beringstraße, die in den letzten Kaltzeiten eine bedeutende Rolle gespielt hat, als durch die Absenkung des globalen Meeresspiegels eine Landbrücke zwischen Asien und Nordamerika existierte, die die Einwanderung von Pflanzen und Tieren und nicht zuletzt des Menschen in die Neue Welt ermöglichte.

Antarktis – Herzstück vergangener Superkontinente

Die Antarktis wird generell in drei strukturell unterschiedliche Regionen unterteilt: Die Ostantarktis, die Westantarktis und das Transantarktische Gebirge (Abb. 16).

Die Ostantarktis besteht aus einer bis zu fast 4 Milliarden Jahre alten präkambrischen kontinentalen Kruste, die topographisch relativ hoch liegt, weitgehend stabil ist und eine Mächtigkeit von 35-45 km aufweist (TALARICO & KLEINSCHMIDT 2009 cum lit., RIEDEL et al. 2012). Sie nahm eine zentrale Stellung sowohl im spätmeso- bis neoproterozoischen Superkontinent Rodinia (DALZIEL 1991, HOFFMAN 1991) als auch im paläozoisch-mesozoischen Superkontinent Gondwana ein (z.B. TALARICO & KLEINSCHMIDT 2009; s. Abb. 6). Rodinia entstand aufgrund eines globalen gebirgsbildenden Ereignisses vor etwa 1100-1000 Millionen Jahren, der Grenville-Orogenese. Damals lag die heutige Ostantarktis in direkter Nachbarschaft zu Ur-Nordamerika, dem Kontinent Laurentia (s. Abb. 6). Andere Rekonstruktionen legen z.B. Australien neben die Ostantarktis (vgl. BOGER 2011 cum lit.). Welche Hypothese nun letztendlich die Richtige ist wird weiterhin kontrovers diskutiert. Der Zerfall dieses Superkontinents, der sämtliche heutigen Kontinente beinhaltet, spielte sich im Zeitraum von etwa 800 bis 650 Millionen Jahren ab. Der Laurentia-Kontinent löste sich aus dem Rodiniaverbund heraus und es bildete sich ein kontinentaler Grabenbruch, der

sich schließlich zu einem bis heute bestehenden Ozean erweiterte, dem Pazifik (KLEINSCHMIDT et al. 2015). Gondwana bildete sich im Zeitraum von 650 bis 500 Millionen Jahren infolge weitreichender, auf allen Südkontinenten und Indien nachgewiesener gebirgsbildender Prozesse, die als Panafrikanischer Orogenzyklus zusammengefasst werden. Gondwana bestand über 200 Millionen Jahre lang und begann erst in der Jurazeit zu zerbrechen, angezeigt durch riesige Flutbasalt-eruptionen vor etwa 180 Millionen Jahren (z.B. BOGER 2011).

Die topographisch niedrige Westantarktis stellt hingegen eine Ansammlung verschiedener jüngerer Krustenblöcke mit Krustendicken von lediglich 20-35 km dar (z.B. DALZIEL & ELLIOT 1982). Innerhalb des känozoischen und heute noch aktiven Westantarktischen Riftsystems, das die Westantarktis vom Rossmeer bis zum Weddellmeer durchzieht (Abb. 16), ist die kontinentale Kruste bis auf etwa 21 km ausgedünnt (WINBERRY & ANANDAKRISHNAN 2004). Das Westantarktische Riftsystem ist eines der größten kontinentalen Grabenbruchsysteme der Erde – vergleichbar mit dem Ostafrikanischen Grabenbruch oder der europäischen Mittelmeer-Mjösen-Zone, zu der auch der Oberrheingraben gehört (BEHRENDT 1999). Es ist gekennzeichnet durch einen erhöhten Wärmefluss, einhergehend mit heute noch aktivem Vulkanismus, und bis zu 14 km tiefen Sedimentbecken innerhalb des Grabens. Analog zum Westantarktischen Riftsystem ist neuesten Erkenntnissen zufolge auch

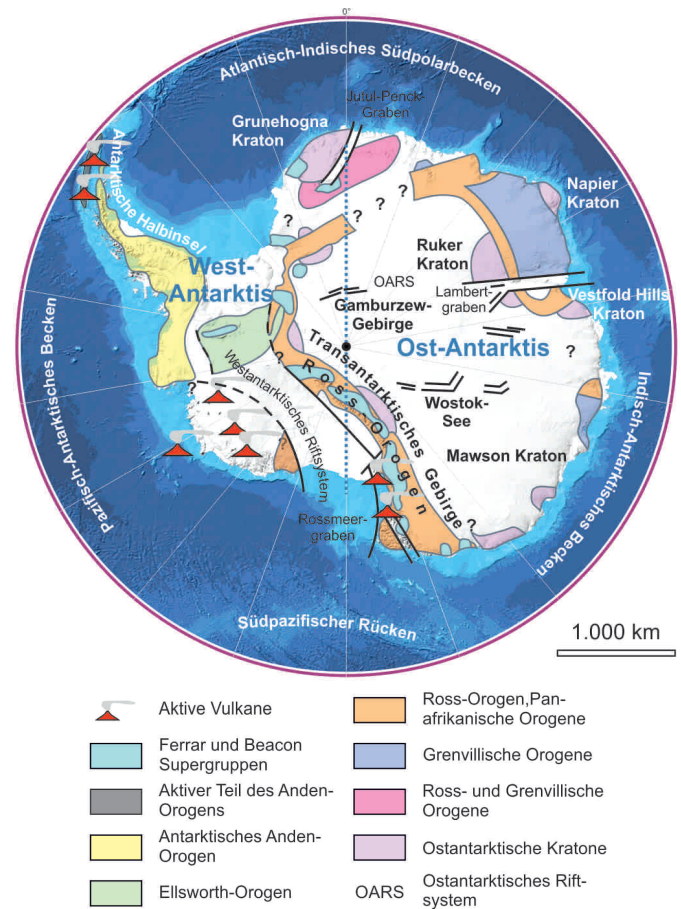


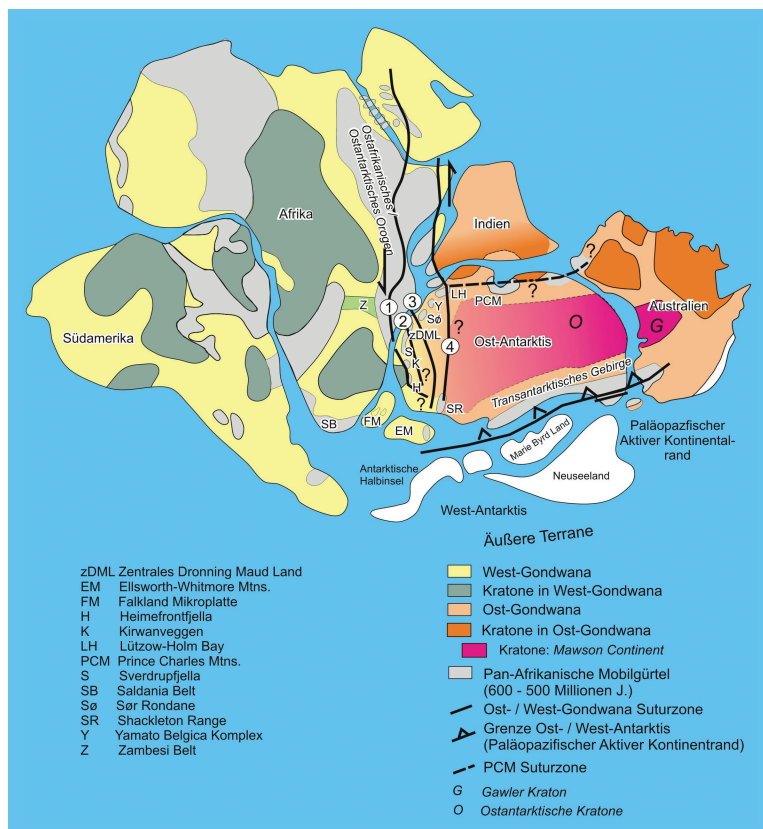
Abb. 16: Geologische Übersichtskarte von Antarktika (verändert nach KLEINSCHMIDT 2014).

Fig. 16: Geological overview map of Antarctica (modified from KLEINSCHMIDT 2014).

die gesamte Ostantarktis von einem zusammengehörigen Netz aus Grabenbrüchen durchzogen, welches als Ostantarktisches Riftsystem bezeichnet wird (FERRACCIOLI et al. 2011, Abb. 16). Hierzu gehören die Grabenbruchzonen des Lambert-Grabens, vermutlich des Jutul-Penck-Grabens im westlichen Königin-Maud-Land oder auch subglaziale Strukturen, welche im Bereich der vollständig eisbedeckten Gamburtsew-Berge und des Wostok-Sees liegen. Das genaue Alter dieser Riftzonen ist nicht bekannt, sicher erscheint aber, dass sie die Herausbildung der heutigen Geomorphologie und Topographie der Antarktis entscheidend beeinflusst haben.

Das bis zu 200 km breite und bis über 4.000 m hohe Transantarktische Gebirge durchzieht die Antarktis über eine Länge von etwa 2.500 km vom atlantischen Weddellmeer bis zum pazifischen Rossmeer (Abb. 16). Mit Krustendicken zwischen etwa 20 und 45 km bildet es die Grenze zwischen Ost- und Westantarktis (TALARICO & KLEINSCHMIDT 2009 cum lit.). Das Transantarktische Gebirge stellt unter den Hochgebirgen der Erde insofern einen Sonderfall dar, als es nicht, wie z.B. die europäischen Alpen, auf Einengungstektonik und die Kollision verschiedener Kontinentalplatten zurückzuführen ist. Vielmehr stellt es die exponierte westliche Schulter des Westantarktischen Riftsystems dar, mit dem weniger stark gehobenen Marie-Byrd-Land als dem Pendant auf der gegenüberliegenden Seite.

Die vor ungefähr 35 Millionen Jahren einsetzende starke Heraushebung des Transantarktischen Gebirges erfolgte zeitgleich mit der Bildung der tiefen, riftgebundenen Becken des westlichen Rossmeeres, die bis heute große Mengen des Abtragungsschutts des Gebirges aufnehmen (LSKER & LÄUFER 2013).



Schlüsselfragen zum geologischen Untergrund der Antarktis

- (1) Wie sah die Antarktis vor der dem Aufbrechen des Superkontinents Gondwana aus?
- (2) Welche Rolle spielten Riftprozesse bei der Isolierung des antarktischen Kontinentes?
- (3) Welche Eigenschaften hat der Untergrund unter dem antarktischen Eisschild?
- (4) Wie groß sind die heutigen vertikalen und horizontalen Krustenbewegungen in der Antarktis?

Schlüsselfrage 1:

Wie sah die Antarktis vor dem Aufbrechen des Superkontinents Gondwana aus?

Mit seinen mächtigen Eisschilden erscheint die Antarktis als isolierter, hoch aufragender Kontinent. Die Landoberfläche unter dem Eisschild ist jedoch die niedrigste aller Kontinente und morphologisch exponierte Strukturen signifikanter Größenordnung sind an wenige Extensionsbereiche gekoppelt, vor allem an Kontinentränder und große intrakontinentale Grabenbruchzonen (Rossmeer, Lambertgraben; Abb. 16). Diese Großstrukturen wurden in den letzten Jahrzehnten identifiziert und ihre Erstreckung in zunehmend besserer Auflösung u.a. mit aereogeophysikalischen Kampagnen untersucht. Weitgehend unbekannt ist jedoch nach wie vor der geologische Krustenaufbau oder auch die Paläotopographie zu der Zeit, als die Antarktis, umgeben von den heutigen Kontinenten Südafrika, Afrika-Madagaskar, Indien-Sri Lanka und Australien, das Herzstück des Superkontinents Gondwana bildete (Abb. 17). Weit weniger weiß man über die Krustenkonstellation der Antarktis innerhalb des noch älteren Superkontinents Rodinia (s. Abb. 6). Dies ist dadurch bedingt, dass bis heute weite Bereiche des antarktischen Kontinentes aufgrund der Unzugänglichkeit und der mächtigen Eisbedeckung geowissenschaftlich noch immer kaum bekannt sind.

Abb. 17: Rekonstruktion des Superkontinents Gondwana vor ca. 500 Ma (modifiziert von HELFERICH et al. (2004) nach GRUNOW et al. (1996), JACOBS et al. (1998), KLEINSCHMIDT et al. (2000)). Die Ziffern (1) bis (4) bezeichnen verschiedene Möglichkeiten des Verlaufs der Hauptsutur des Ostafrikanisch-Ostantarktischen Orogens, das sich durch die Kollision der ehemaligen Kontinentalfragmente West- und Ost-Gondwanas bildete, (1) = SHACKLETON (1996), (2) = JACOBS et al. (1998), (3) = MOYES et al. (1993), (4) = GRUNOW et al. (1996) und SHIRAIISHI et al. (1994).

Fig. 17: Reconstruction of the supercontinent Gondwana ca. 500 Ma ago (modified by HELFERICH et al. (2004) according to GRUNOW et al. (1996), JACOBS et al. (1998), KLEINSCHMIDT et al. (2000)). Numerals (1) to (4) refer to different possibilities for the distribution of the main suture of the East African-East Antarctic orogen, which was formed by collision of the former continental fragments West and East Gondwana; (1): SHACKLETON (1996), (2): JACOBS et al. (1998), (3): MOYES et al. (1993), (4): GRUNOW et al. (1996) and SHIRAIISHI et al. (1994).

Ein Schwerpunkt geowissenschaftlicher Forschung ist die Untersuchung, Identifikation und Korrelation alter Krustenblöcke und ihrer Nahtstellen. Dies geschieht in der Antarktis auf der Grundlage aerogeophysikalischer Daten, verifiziert durch petrologische, strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen an den zugänglichen, nicht vom Eis bedeckten Bereichen. Damit kann die Krustenarchitektur der alten Kratone und angrenzender Terrane bestimmt und geologische Prozesse im Zusammenhang mit der Bildung Gondwanas oder früherer Superkontinente besser interpretiert werden. Heute wissen wir immerhin, dass die noch bis vor etwas mehr als 30 Jahren als weitgehend stabil und einheitlich aufgebaut geltende Kruste der Ostantarktis, der sogenannte „Ostantarktische Kraton“, eigentlich aus einer Ansammlung von mehreren Kratonen (oder „alten Kernen“ bzw. „Nuclei“) aufgebaut ist, die nach außen von stetig jünger werdenden Faltengebirgen umgeben sind (KLEINSCHMIDT 2014). Bis heute kennt man mindestens vier größere und einige kleinere Kratone, deren Zahl jedoch mit zunehmendem Wissen und einer verbesserten Datenlage sicherlich weiter ansteigen wird. Dies gilt auch für Anzahl und Lage der Nahtstellen zwischen ihnen, so genannte Suturezonen, die für das Verständnis krustenbildender geodynamischer Prozesse von besonderer Bedeutung sind (z.B. TALARICO & KLEINSCHMIDT 2009, BOGER 2011). Typische Beispiele sind die Suturen zwischen Ost- und West-Gondwana, zwischen Königin-Maud-Land und Mac.Robertson Land, das Kraton-Muster im Mac.Robertson Land oder die Bestimmung der Kratongrenze im Bereich George V. Land bis Nord-Viktorialand (Abb. 17). Hierzu zählt im weiteren Kontext die Untersuchung geodynamischer Prozesse am ehemaligen paläopazifischen Kontinentalrand Gondwanas, z.B. im Zusammenhang mit der Ross-Orogenese oder der späteren Ellsworth- bzw. Weddell-Orogenese (KLEINSCHMIDT 2014). Da die Antarktis das Herzstück Gondwanas und Rodinias war, ist die Bearbeitung dieser Fragen von grundlegender Bedeutung für das Verständnis der Entwicklung von Superkontinenten und deren Zyklen im Laufe der Erdgeschichte.

Plattentektonische Vorgänge prägen die Struktur der Ozeane auf dem Globus. Durch Konvektion erneuert sich ihre Kruste permanent an den mittelozeanischen Rücken, während an den Rändern die älteste Kruste abtaucht und durch Schmelzvorgänge aufgezehrt wird. Diese Subduktion führt im Falle des Pazifiks u.a. zur Bildung der Randgebirge der amerikanischen Kordilleren. Die älteste noch erhaltene ozeanische Kruste des Pazifiks datiert aus der Zeit des Jura (MÜLLER et al. 2008). Für die Zeit davor gibt es keine direkten geologischen Belege, es sei denn, man findet ozeanische Relikte in älteren Randgebirgen vom Typ der Anden. Am Rand des Pazifiks im Bereich der heutigen Antarktis entstanden in den letzten 500 Millionen Jahren drei Faltengebirge (KLEINSCHMIDT 2014). Nur das jüngste, das andine Orogen der Antarktischen Halbinsel, fällt zeitlich mit dem gegenwärtigen Zyklus der pazifischen Krustenbildung zusammen. Die Analyse der beiden älteren Faltengebirge könnte also Hinweise auf eine ältere Geschichte des Pazifiks ergeben. Vor allem die Arbeiten im Ross-Orogen des Nord-Viktorialands haben Hinweise geliefert, dass dieses Faltengebirge in Aufbau und chemischem Fingerabdruck den Anden äußerst ähnlich ist, d.h. es formte einst ein älteres Randgebirge am Pazifik (KLEINSCHMIDT & TESSENHORN 1987). Das würde bedeuten, dass die Konvektionszelle unter dem Pazifik seit mehr als 500 Millionen Jahren quasi ortsfest besteht, was

diesen Ozean deutlich von den anderen heutigen Ozeanen unterscheidet, die überwiegend beim Zerfall Gondwanas ab 180 Millionen Jahren entstanden sind.

Während nach dem kompletten Abbau der ozeanischen Kruste und der Schließung von Ozeanen (Wilson-Zyklus) andere Faltengebirge der Erde (Kaledoniden, Alpen) durch die Kollision von Kontinenten entstanden, führte im Fall des Pazifiks die Subduktion nicht zur kompletten Aufzehrung der ozeanischen Kruste. Vielmehr hat sich hier die Subduktionszone immer wieder episodisch ozeanwärts verlagert. Dieses Prinzip ist in Einzelsegmenten des Ozeanrands rund um den Pazifik zu beobachten (Japan, Nordamerika, Südamerika, Australien und Antarktis). Die Folge von drei durch Subduktion entstandenen Randgebirgen in der Antarktis liefert zwingende Argumente zu dieser Sonderstellung des Pazifiks. Weitere Detailarbeiten müssen diese plattentektonischen Forschungsansätze untermauern.

Besonders kritisch bzw. lückenhaft ist auch die Rekonstruktion der mesozoischen geologischen Geschichte und Paläotopographie, d.h. der Zeit unmittelbar vor und während der Fragmentierung Gondwanas, da spätpaläozoische bis paläogene sedimentäre Sequenzen in der Ostantarktis nicht belegt sind. Gegenwärtige paläogeographische und -klimatische Modellierungen basieren auf einer statischen Topographie, aber der Einsatz thermochronologischer Methoden widerlegt diese Annahmen. Die Kombination thermochronologischer, strukturgeologischer und stratigraphischer Informationen führte beispielsweise unlängst zur Erkenntnis, dass das Transantarktische Gebirge kein langlebiges strukturelles Hochplateau ist, sondern ein invertiertes mesozoisches Becken repräsentiert (LISKER & LÄUFER 2013). Ähnliche Untersuchungen in Marie-Byrd-Land, im Coatsland und im Lambertgraben in Mac.Robertson Land könnten hierzu weitere Aufschlüsse geben. Ähnlich der Situation in Südaustralien, ließe sich so die Existenz eines ausgedehnten Beckensystems innerhalb von Gondwana bestätigen. Dies hätte weitgehende Auswirkungen z.B. auf unser Verständnis der langfristigen globalen Klimaentwicklung, der Rheologie und Paläogeographie von Superkontinenten oder der Entwicklung angrenzender Kontinentränder.

Schlüsselfrage 2:

Welche Rolle spielten Riftprozesse bei der Isolierung des antarktischen Kontinentes?

Der antarktische Kontinent ist ein Zerfallsprodukt Gondwanas. Zwischen 180 und 80 Millionen Jahren vor heute ist er durch Rift- und Driftprozesse zwischen den heutigen Kontinenträndern der Ostantarktis und den ehemals angrenzenden Krustenfragmenten isoliert worden (Abb. 18). Neuseeland begann sich von der Westantarktis und der heutigen Rossmeer-Region zwischen 90 und 80 Millionen Jahren zu trennen, während die Südspitze Südamerikas noch bis vor 40 bis 25 Millionen Jahren mit der Antarktischen Halbinsel verbunden blieb. Neuere geophysikalische Daten der passiven antarktischen Kontinentränder zeigen, dass diese Riftprozesse – auch im Vergleich zu kontinentalen Aufbrüchen in anderen Regionen der Erde – sehr unterschiedlich vonstatten gegangen sind. So stellten sich nach der Trennung von Südamerika und Afrika die antreibenden Mantelprozesse relativ schnell auf

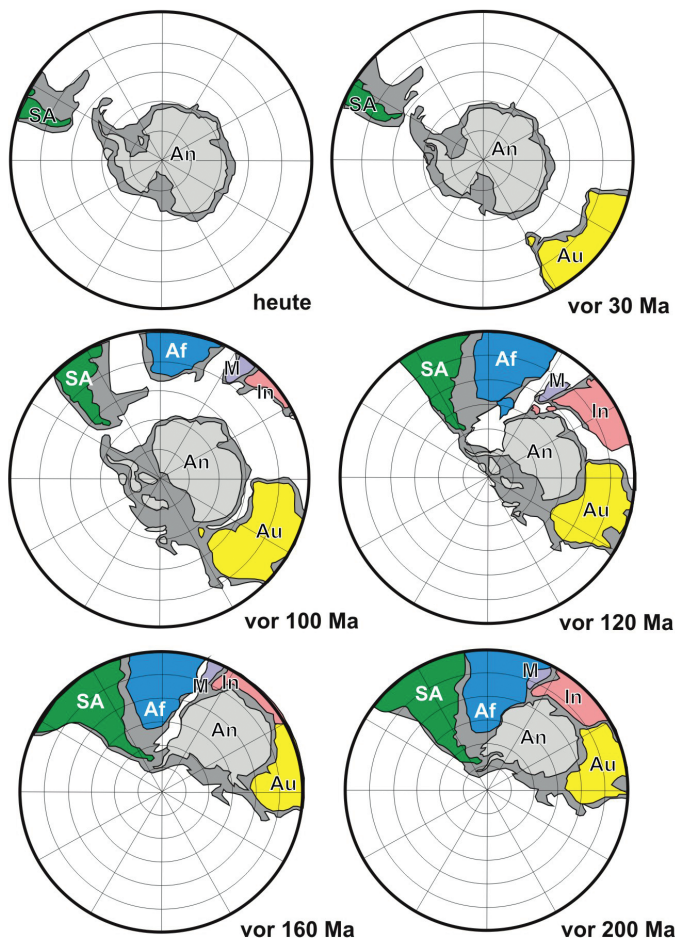


Abb. 18: Zerfall des Superkontinents Gondwana während der letzten 200 Ma. SA = Südamerika, Af = Afrika, M = Madagaskar, I = Indien, Au = Australien, An = Antarktika; nach WALTHER (1998).

Fig. 18: Breakup of the super continent Gondwana during the past 200 Ma. SA: South America, Af: Africa, M: Madagaskar, I: India, Au: Australia, An: Antarctica; after WALTHER (1998).

eine stabile Meeresbodenspreizung ein. Die Trennung von Südamerika und Afrika war nach ca. 60 Millionen Jahren abgeschlossen. Dagegen verharrten Madagaskar und Indien in ihrer ursprünglichen Position zur Antarktis während der initialen Trennungsphase zwischen Afrika und der Antarktis. Diesem Zerfallsprozess ging starker Vulkanismus voraus, von dem weder Madagaskar noch Indien betroffen wurden. Dies lässt den Schluss zu, dass die antreibenden Kräfte im Erdmantel wesentlich kleinere thermische Anomalien erzeugten als zuvor in Modellen vorhergesagt. Darüber hinaus deutet die Variabilität der initialen Spreizungsgeschwindigkeiten zwischen der Antarktis und den Südkontinenten darauf hin, dass die Mantelprozesse stark fluktuieren und dass es scharfe Grenzen zwischen den verschiedenen Spreizungssystemen im Erdmantel geben muss (JOKAT et al. 2003). Ein detailliertes Prozessverständnis des Gondwana-Aufbruchs ist der Testfall für jedes numerische Modell zur Simulation von Antriebskräften der Kontinentaldrift.

Das dominierende Strukturelement der Westantarktis ist das Westantarktische Riftsystem (s. Abb. 16), das sich kurz nach dem Abbruch von Neuseeland zu entwickeln begann und sich vom Rossmeer ausgehend durch den Kontinent bis in

die Regionen von Ellsworthland erstreckt. So finden sich die einzigen vulkanischen Ereignisse der kontinentalen Antarktis entlang dieses Rifts und seiner Flanken, wie z.B. der noch heute aktive Vulkanismus im westlichen Rossmeer, mit den Vulkanen Mt. Erebus (Abb. 19) und Mt. Melbourne im westlichen Rossmeer, die Vulkane Mt. Berlin, Mt. Sidley, Mt. Siple und Mt. Takahe in Marie-Byrd-Land oder der bis in das späte Holozän aktive Vulkanismus der Hudson-Mountains nahe der Amundsensee (CORR & VAUGHAN 2008). Weitere vulkanische Aktivitäten werden unter dem Eisschild der zentralen Westantarktis vermutet, konnten aber bisher nicht verifiziert werden. Ob sich die Achsen des Riftsystems der östlichen Westantarktis bis in die Amundsensee (z.B. GOHL et al. 2013), in die Bellingshausensee (MÜLLER et al. 2007, EAGLES et al. 2009) oder aber bis in das Weddellmeer erstrecken oder temporär erstreckt haben, ist eine der großen offenen Fragen in der tektonischen Rekonstruktion der Antarktis. Ebenso intensiv werden die Riftphasen diskutiert, deren zeitliche Abfolgen und Ausrichtungen z.Z. noch unklar sind. Wie hat sich die Topographie des Riftsystems seit dem Beginn der westantarktischen Vereisung verändert? Sind Rift- und krustale Ausdehnungsprozesse heute noch aktiv?

Als Resultat der kontinentalen Dehnung hat sich die Kruste in der Westantarktis stark ausgedünnt und tiefliegende Becken gebildet. Das ist die Ursache dafür, dass – im Gegensatz zur Ostantarktis – die subglaziale Oberfläche der Westantarktis größtenteils 1 bis 2 km unter dem heutigen Meeresspiegel liegt. Dadurch hat der westantarktische Eisschild eine besonders große Bedeutung in Hinblick auf sein Verhalten bei Klimaänderungen mit entsprechenden Auswirkungen auf den Meeresspiegel. Die Westantarktis ist aber auch eine Schlüsselregion für das Studium der Auswirkungen von tektonischen und vulkanischen Abläufen auf die Entstehung und Entwicklung eines bedeutenden Eisschildes. Als Beispiel sei die lithosphärische Hebung des Marie-Byrd-Land-Domes genannt (ROCCHI et al. 2002), die aufgrund eines mittels seismologischer Tomographie verifizierten Mantelplumes von statten geht (SIEMINSKI et al. 2003). Ist diese thermische Anomalie seit dem Aufbruch Neuseelands aktiv oder ist sie erst viel später initiiert worden? Inwieweit hat das zentrale Marie-



Abb. 19: Der 3794 m hohe aktive Vulkan Mt. Erebus auf Ross Island, Antarktika, einer der wenigen Vulkane weltweit, die einen permanenten Lavasee im Krater aufweisen (Foto: A. Läufer).

Fig. 19: The 3794 m high active volcano Mt. Erebus on Ross Island, Antarctica, one of the few volcanoes worldwide that features a permanent lava lake (photo: A. Läufer).

Byrd-Land Einfluss auf die Entstehung der ersten antarktischen Eisschilde gehabt, und in welchem Maße hat seine Hebung die westantarktische Eisschilddynamik beeinflusst?

Ebenso wie die Westantarktis, wo das Westantarktische Riftsystem Ausdruck des noch anhaltenden Zerfalls Gondwanas ist, war auch die Kruste der Ostantarktis im Laufe ihrer Entwicklung von ausgeprägten Dehnungsprozessen betroffen. Hierzu gehören der kontinentale Grabenbruch des Lambertgrabens und seine südwestliche Fortsetzung in den Bereich der subglazialen Gamburzewberge (s. Abb. 16) und darüber hinaus. Diese ausgedehnte und die gesamte Ostantarktis durchziehende Bruchzone wurde jüngst als so genanntes Ostantarktisches Riftsystem zusammengefasst. Auch Riftstrukturen im Bereich des subglazialen Wostok-Sees werden hierzu gezählt. Das Ostantarktische Riftsystem lässt sich über den Indischen Ozean direkt in die in Indien liegenden Bruchzonen des Mahanadi-Grabens und des Pranhita-Godavari-Grabens verfolgen. Eine ähnliche Situation liegt im Bereich des westlichen Königin-Maud-Lands im atlantischen Sektor der Antarktis vor. Dort verläuft die Bruchzone des Jutul-Penck-Grabens (oder auch Jutulstraumen Rift) einer alten Krustengrenze folgend entlang der beiden Gletscher Penckmulde und Jutulstraumen bis zur Atlantikküste der Antarktis. Der Einbruch des Grabens, der etwa die Dimension des Oberrheingrabens hat, erfolgte vermutlich in der späten Jura- und frühen Kreidezeit. Es wird außerdem darüber spekuliert, ob er seine Fortsetzung über den heutigen Atlantik hinweg im Ostafrikanischen Grabenbruch findet. Diese Theorie könnte dadurch gestützt werden, dass auch Teile des Ostafrikanischen Grabenbruchs bereits in der Jurazeit aktiv waren. Die Existenz weiterer bedeutender Riftstrukturen in der Ostantarktis wird nach wie vor diskutiert, so z.B. in dem Bereich, der Australien direkt gegenüber liegt. So könnten Bruchzonen aus dem Bereich des westaustralischen permo-mesozoischen Perth-Beckens ihre Fortsetzung im Bereich des Denman-Gletschers und der Bunge Hills in der Antarktis haben, was von grundsätzlicher Bedeutung für eine Rekonstruktion des Gondwana-Kontinents ist.

Heute ist die Antarktische Platte fast vollständig von ozeanischen Spreizungszonen umgeben und ihr kontinentaler Anteil wird von passiven Kontinenträndern gebildet (Abb. 20). Lediglich im Bereich der Antarktischen Halbinsel mit den Südshetland-Inseln und der Bransfield-Straße sowie im Südsandwich-Graben befindet sich ein subrezenter aktiver Kontinentrand mit Subduktionstätigkeit. Dieser stellt eine Tiefseerinne dar, wo ozeanische Kruste der Südamerikanischen Platte unter die ebenfalls ozeanische Scotia-Platte abtaucht und sich darüber der vulkanische Inselbogen der Südsandwich-Inseln erhebt. Im Bereich der Antarktischen Halbinsel lassen sich mit Hilfe eines dichten und präzisen GPS-Messnetzes die dort stattfindenden rezenten tektonischen Veränderungen beobachten. Darüber hinaus bietet der Halbinselbereich beste Bedingungen, um die Interaktion der Bildung von Gesteinsschmelzen und plattentektonischen Bewegungen bzw. rezentem Spannungsfeld durch Anwendung verschiedener geowissenschaftlicher Methoden zu studieren.

Schlüsselfrage 3:

Welche Eigenschaften hat der Untergrund unter dem antarktischen Eisschild?

Die Antarktis ist im Unterschied zu allen anderen Kontinenten zu etwa 99 % von einem mächtigen, bis zu 4700 m mächtigen Eisschild bedeckt (Abb. 21). Nur etwa 1 % des Kontinents ist direkten geologischen Beprobungen zugänglich, auf denen die heutigen geologischen Kenntnisse über die Antarktis beruhen. Zudem sind die an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine noch nicht vollständig, bzw. zum Teil sogar noch überhaupt nicht beprobt und untersucht. So existieren in der Antarktis auch heute noch weite Bereiche, die noch nie von Menschen betreten wurden. Gravierende Wissenslücken bestehen nach wie vor über Marie-Byrd-Land, die Pensacola Mountains, das östliche Königin-Maud-Land und die Ostantarktis zwischen etwa 60°O und 120°O.

Nur etwas mehr als 50 % der Antarktis sind mit indirekten geophysikalischen Methoden wie Aeromagnetik, Gravimetrie und Eisradar untersucht (GOLYNSKY et al. 2013). In diesen Bereichen verfügen wir über ein relativ genaues Bild des subglazialen Reliefs, der Krustenstruktur oder des Wärme-flusses (Abb. 22). Dies kann aber nicht darüber hinweg-täuschen, dass fast 50 % der subglazialen Topographie der Antarktis nach wie vor nur unzureichend oder gar nicht bekannt sind. Die Verlässlichkeit geophysikalischer Interpretationen sinkt außerdem mit zunehmender Entfernung zu direkt zugänglichen Gesteinskomplexen, wodurch Spekulationen über den geologischen Bau ein relativ breiter Raum geboten wird. Hier würden selbst wenige Proben, z.B. aus Gesteins-bohrungen, die Interpretationen wesentlich verlässlicher ma-

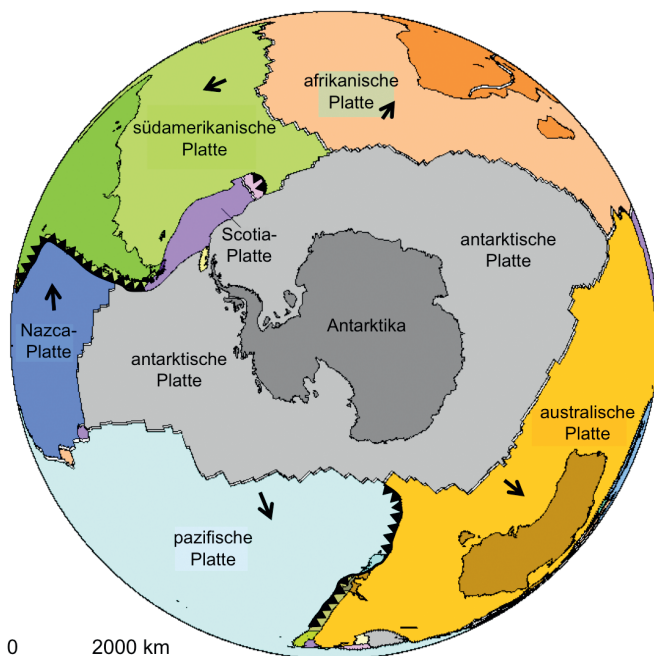


Abb. 20: Die antarktische Platte und benachbarte Lithosphärenplatten heute (aus <geos309.community.uafedu> mit Ergänzungen aus KLEINSCHMIDT 2014). Doppellinien = ozeanische Spreizungszonen; gezähnte Linien = Subduktionszonen; einfache Linien = Transformstörungen; Pfeile = Bewegungsrichtung der Platten von der Antarktis aus gesehen.

Fig. 20: The Antarctic Plate and adjacent lithospheric plates today (from <geos309.community.uafedu> with added information from KLEINSCHMIDT 2014). Double lines: oceanic spreading zones; toothed lines: subduction zones; simple lines: transform faults; arrows: directions of plate movement as viewed from Antarctica.

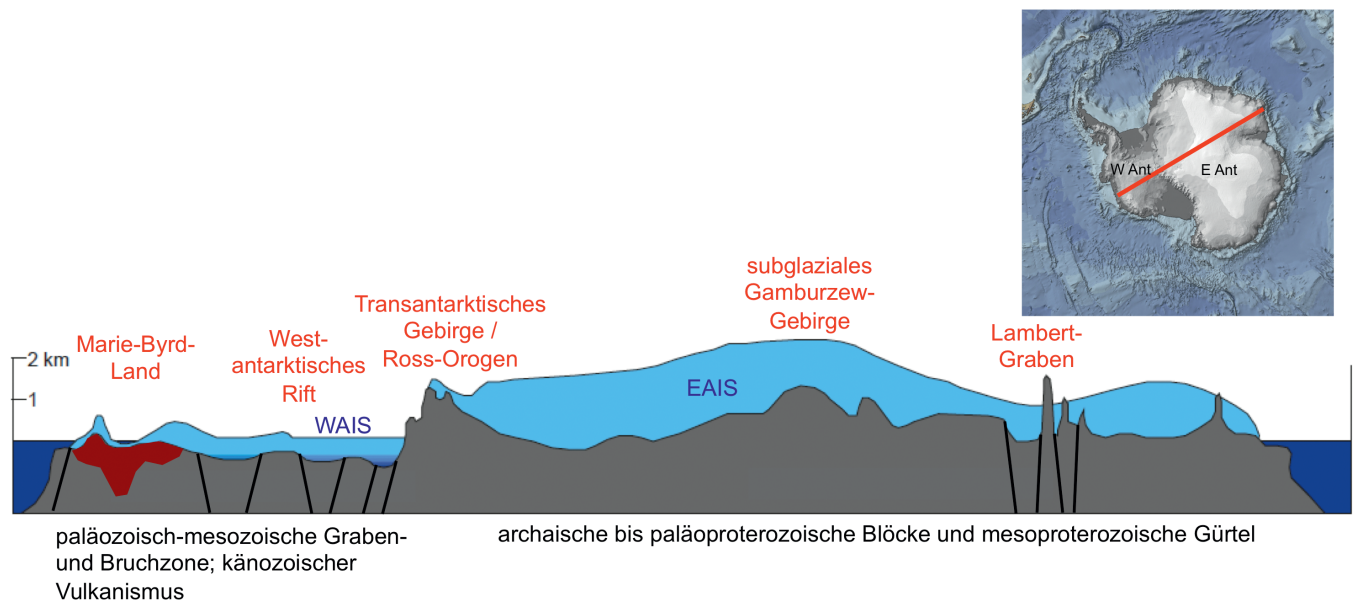


Abb. 21: Profilschnitt durch die Antarktis (siehe Übersichtskarte) mit dem Westantarktischen Eisschild (WAIS) und dem Ostantarktischen Eisschild (EAIS) über den wichtigsten strukturellen tektonisch-geologischen Einheiten des Untergrundes. Der geologische Untergrund ist bislang nahezu völlig unbekannt.

Fig. 21: Section through Antarctica (see overview map) showing the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) and the East Antarctic Ice Sheet (EAIS) as well as the major structural-geological units below. Composition and structure of the bedrock are largely unknown.

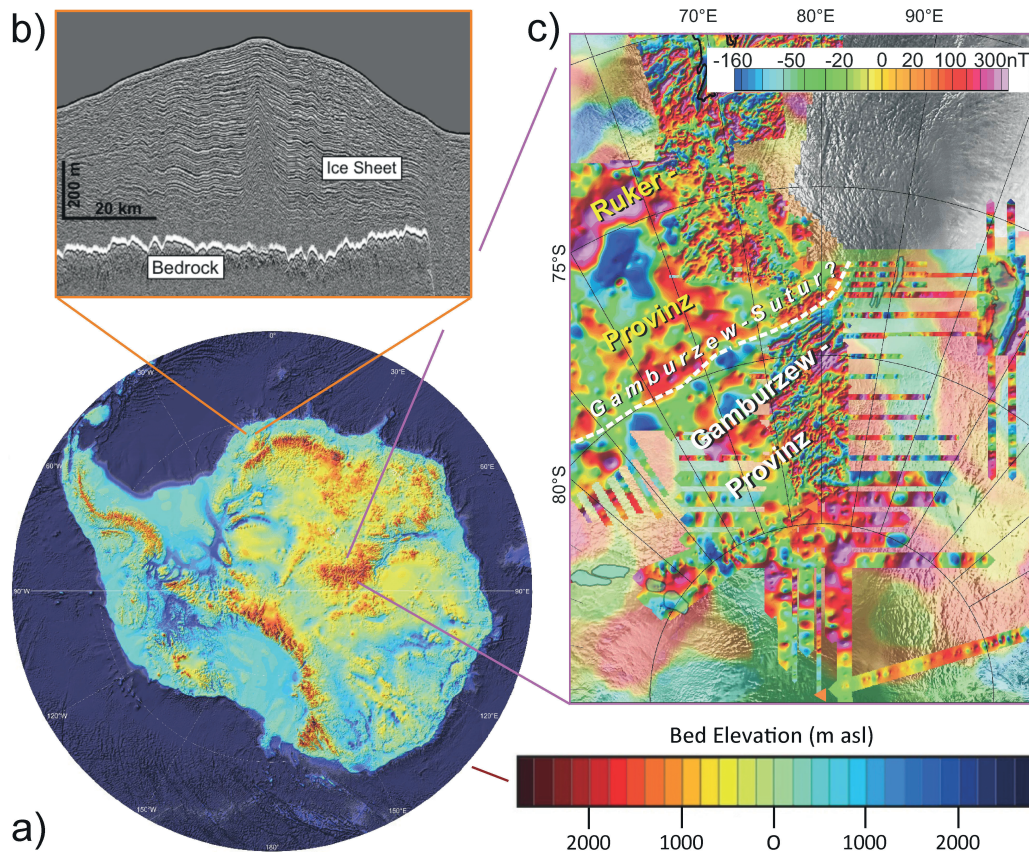


Abb. 22: (a) Karte der subglazialen Topographie der Antarktis (aus FRETWELL et al. 2013) mit (b) Aufnahme einer Eisradarmessung vom Halvargrygen in Königin-Maud-Land, die eine stark ausgeprägte Schichtstruktur des Eises und seine Basis auf dem unregelmäßigen Grundgebirge zeigt (unpubl. Daten: D. Steinhage) sowie (c) hochauflösender Aeromagnetik mit Satellitenmagnetik im Hintergrund (blasse Farbtöne) über den subglazialen Gamburzewbergen (nach FERRACCIOLI et al. 2011), aus der die Teilung des Gebirges in zwei magnetische Provinzen deutlich wird. Die Trennlinie wird als Sutur interpretiert.

Fig. 22: (a) Map of Antarctica's subglacial topography (from FRETWELL et al. 2013) with (b) ice radar profile from Halvargrygen in Dronning Maud Land, which shows well pronounced bedding of the ice sheet and its contact with the bedrock underneath (unpubl. data D. Steinhage), and (c) high-resolution aeromagnetic with satellite magnetics in the background (light colours) above the subglacial Gamburzew Mountains (after FERRACCIOLI et al. 2011), which illustrates the separation of the mountains into two magnetic provinces, with the boundary being interpreted as a suture.

chen. Derartige Bohrprojekte zur Erkundung des subglazialen Untergrundes bedeuten, dass neue Technologien benötigt werden sowie geeignete Bohrlokationen in Schlüsselregionen identifiziert werden müssen. Ein wichtiges Zielgebiet wäre das seit dem Internationalen Polarjahr (IPY) 2007/2008 bezüglich seiner Subeismorphologie sehr gut erforschte subglaziale Gamburzew-Gebirge, dessen Gesteinszusammensetzung und geologisches Alter aber immer noch unbekannt sind.

Schlüsselfrage 4:

Wie groß sind die heutigen vertikalen und horizontalen Krustenbewegungen in der Antarktis?

Krustenbewegungen bzw. Deformationen der Erdkruste unterliegen verschiedenen Mechanismen und können durch präzise geodätische GPS-Messungen (Abb. 23) erfasst werden. Horizontale Krustenbewegungen werden vor allem durch die globale Plattentektonik verursacht. Prinzipiell kann von einer stabilen antarktischen Kontinentalplatte ausgegangen werden, wobei am Plattenrand durchaus besondere Phänomene festzustellen sind. So führt aktives Rifting zur Öffnung der Bransfield-Straße zwischen der Antarktischen Halbinsel und den Südshetland-Inseln mit einem Bewegungsbetrag von ca. 7 mm/Jahr (RÜLKE et al. 2015). Hier und in Kontaktzonen der Antarktischen Platte mit Mikroplatten, wie der Sandwich-Platte, existiert weiterer Forschungsbedarf. Offene Fragen betreffen das Spannungsfeld zwischen dem stabilen Ostantarktischen Kraton und der mobilen Westantarktis sowie dem Westantarktischen Riftsystem als Grenzstruktur zwischen beiden Einheiten (s. Abb. 16). Unterschiede in rheologischem Aufbau, Krustenmächtigkeit und Viskosität des (oberen) Mantels (WIENS et al. 2013) spielen für horizontale und vertikale Krustenbewegungen eine wichtige Rolle. Krustenbewegungen sind auch aufgrund rezenter Vorgänge möglich, z.B. verbunden mit aktivem Vulkanismus in Marie-Byrd-Land. Horizontale Deformationen konnten dort bisher zwar nicht nachgewiesen werden, allerdings ist es möglich, dass die

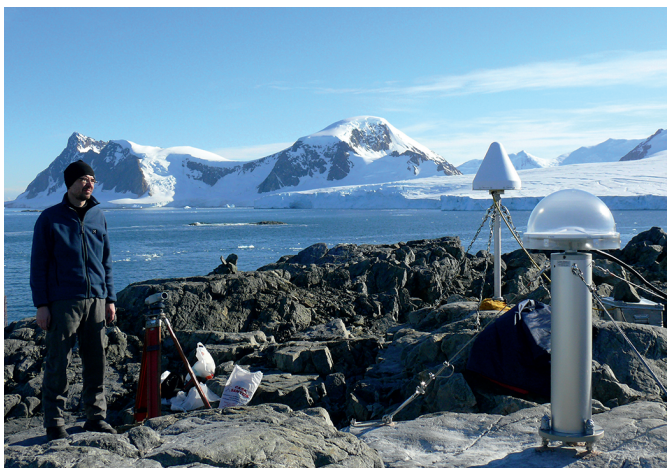


Abb. 23: GPS-Messungen werden auf im anstehenden Fels verankerten Punkten durchgeführt um Deformationen der Erdkruste zu bestimmen. Das Foto zeigt zwei GPS-Stationen im Gebiet der argentinischen Antarktisstation San Martín an der Westküste der Antarktischen Halbinsel (Foto: E. López Morgan).

Fig. 23: GPS measurements are conducted at landmarks on bedrock in order to determine deformations of the Earth's continental crust. Shown are two GPS stations in the area of the Argentine Antarctic Station San Martín, off the western coast of the Antarctic Peninsula (photo: E. López Morgan).

bisher verfügbaren GPS-Messungen für einen solchen Nachweis noch keine hinreichende räumliche und zeitliche Auflösung aufweisen.

Vertikale Krustenbewegungen resultieren aus wechselnden Eisauflasten. Dabei wird zwischen der elastischen Reaktion aufgrund rezenter Eismassenänderungen und dem glazial-isostatischen Ausgleich (GIA) unterschieden. Die elastische Reaktion ist eine Folge rezenter Änderungen des antarktischen Eisschildes und wird vor allem durch die elastischen Eigenschaften der Lithosphäre bestimmt. Im Unterschied dazu beschreibt der GIA die langfristige Reaktion der festen Erde auf Eismassenänderungen im Lauf der Glazialgeschichte (PELTIER 2004, IVINS & JAMES 2005). Die vertikale Auflastdeformation kann Werte von Millimetern pro Jahr erreichen, teilweise sogar bis Zentimetern pro Jahr, wie im Bereich der großen Gletscher an der Küste der Amundsensee (GROH et al. 2012). Die resultierende Krustenbewegung hängt neben der Auflast vor allem von der Rheologie der Lithosphäre und des oberen und unteren Mantels ab. Die GIA-Modellierung muss daher die komplexe Wechselwirkung zwischen Eisauflastgeschichte und rheologischem Erdmodell und damit eine Vielzahl von Parametern berücksichtigen (PELTIER 2004). Eine aktuelle Forschungsaufgabe besteht darin, die dynamische Modellierung des antarktischen Eisschildes mit der GIA-Modellierung zu verknüpfen. Dabei erlangen Randbedingungen für die Eisschildmodellierung, wie die Eigenschaften des Eisuntergrundes oder des Übergangsbereichs vom aufliegenden zum schwimmenden Eis (Aufsetzzone), größere Gewichtung.

Die Erfassung des GIA-Effekts ist ebenfalls von erheblicher Bedeutung bei der Ableitung von Eismassenbilanzen mit Hilfe der Satellitengravimetrie (z.B. HORWATH & DIETRICH 2009, PELTIER 2009). Anders als für den grönländischen Eisschild stellt der GIA für den antarktischen Eisschild den größten Unsicherheitsfaktor dar (SHEPHERD et al. 2012; Abb. 24). Aus diesem Grund ist ein besseres Verständnis des GIA-Effekts aufgrund von Modellierung und (räumlich und zeitlich) dichteren geodätischen GPS-Messungen notwendig. Als unabhängige *in situ* Daten liefern diese wertvolle Randbedingungen für die Bestimmung des GIA-Effekts (z.B. RÜLKE et al. 2015).

Geologischen und geophysikalischen Untersuchungen kommt eine große Bedeutung zu, um die Mechanismen von Krustenbewegungen in der Antarktis im Zuge von Modellierungen besser erklären zu können und um dafür wichtige Parameter und Randbedingungen bereit zu stellen. Diese umfassen z.B. Positionen von Eisrandlagen, Alter von Sedimenten und Expositionen zur Ableitung von Vorstoß- und Rückzugszeiten, lithologischen Aufbau, laterale Änderungen der Rheologie sowie terrestrischen Wärmefluss. Daher ist eine umfassende, multidisziplinäre Kooperation notwendig, welche die Geowissenschaften (Geologie, Geophysik, Geodäsie) mit Glaziologie, Ozeanographie und Atmosphärenwissenschaften im Sinne der Erdsystemforschung verbindet. Schließlich ist die Wechselwirkung des antarktischen Eisschildes mit dem regionalen und globalen Meeresspiegel unmittelbar mit den Eismassenänderungen und den dadurch induzierten vertikalen Krustenbewegungen verbunden.

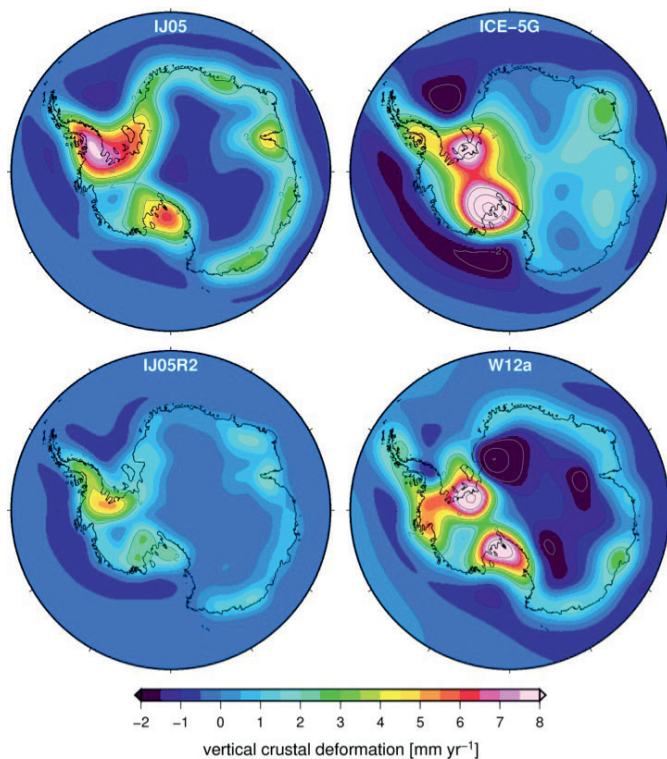


Abb. 24: Der glazial-isostatische Ausgleich (GIA), der die Reaktion der festen Erde auf sich ändernde Eisauflasten beschreibt, führt vor allem zu einer vertikalen Deformation der Erdkruste. GIA-Modelle berücksichtigen die Eisauflaständerung mit der Zeit und die rheologischen Eigenschaften von Lithosphäre und Erdmantel, um Prädiktionen des GIA-Effekts zu berechnen. Die Abbildung zeigt Werte der vertikalen Krustendeformation (Einheit: mm/Jahr), die durch aktuelle GIA-Modelle präzidiert werden: IJ05 (oben links; IVINS & JAMES 2005), ICE-5G (oben rechts; PELTIER 2004 und Nachfolgemodell ICE-6G, ARGUS et al. 2014), IJ05R2 (unten links; IVINS et al. 2013) und W12a (unten rechts; WHITEHOUSE et al. 2012). Die teilweise erheblichen Differenzen dieser Prädiktionen belegen den hohen Forschungsbedarf auf diesem Gebiet.

Fig. 24: Glacial-isostatic adjustment (GIA) describes the response of the solid earth to a changing ice load and results, first of all, in a vertical deformation of the Earth's crust. GIA models consider the ice load changing with time, and the rheological properties of lithosphere and earth mantle, in order to come up with predictions of the GIA effect. The figure shows values of the vertical deformation of the crust (unit: mm/yr), which are predicted by current GIA models: IJ05 (top left; IVINS & JAMES 2005), ICE-5G (top right; PELTIER 2004, and follow-up model ICE-6G, ARGUS et al. 2014), IJ05R2 (bottom left; IVINS et al. 2013), and W12a (bottom right; WHITEHOUSE et al. 2012). The partially considerable differences of these predictions indicate the critical need for substantial investigations in this field of research.

ROLLE DER POLARGEBIETE IM GLOBALEN KLIMASYSTEM

Das Klima der Erde ist einem ständigen Wandel unterworfen (Abb. 25). Dabei können die Ursachen für Klimaveränderungen endogener wie exogener Natur sein. Zu den endogenen Antriebsmechanismen zählen plattentektonische Prozesse, die beispielsweise mehrere Treibhaus-Kühlhaus-Zyklen in der älteren Erdgeschichte verursacht haben (Abb. 25a; s. Abb. 7). Die Ausprägung der Kontinentaldrift, mit Bildung neuer ozeanischer Kruste und Subduktion bestimmt die Intensität des Magmatismus und die damit verbundene Freisetzung von Gasexhalationen, die eine Klimaerwärmung zur Folge haben können.

Beispielhaft sei hier das Treibhausklima der Kreidezeit vor 144 bis 65 Millionen Jahren genannt, das mit dem raschen

Zerfall des Superkontinentes Pangäa einher ging. Daneben wirken sich plattentektonische Prozesse beispielsweise auf die Gebirgsbildung und das Öffnen und Schließen von Meeresstraßen aus. Während aufsteigende Gebirge die Verwitterungsintensität und die atmosphärische Zirkulation auf der geotektonischen Zeitskala beeinflussen können, wirken sich Landbrücken und Meeresstraßen unter anderem auf die ozeanischen Zirkulationsmuster und damit nachhaltig auf den meridionalen Wärmetransport aus. So war der Übergang vom letzten Treibhausklima vor 100 Millionen Jahren in das heutige Kühlhausklima (Abb. 25b) von der alpidischen Orogenese, der Schließung äquatorialer Meeresstraßen und der Öffnung des Südlichen Ozeans gekennzeichnet.

Bei den exogenen Antriebsmechanismen reicht das Spektrum von Veränderungen der solaren Einstrahlung als Folge von veränderten Erdbahnparametern (Milankovitch-Zyklen auf der orbitalen Zeitskala; Abb. 25c, 25d), über Rückkopplungsprozesse im Klimasystem der Erde (z.B. Dansgaard-Oeschger-Zyklen auf der suborbitalen Zeitskala; Abb. 25e), bis zu noch kurzfristigeren Klimaschwankungen, beispielsweise als Folge von Sonnenflecken, Veränderungen der ozeanischen Gezeiten oder Vulkanausbrüchen (Jahrhundert- bis Jahres-Zeitskala; Abb. 25f).

Bei der Übertragung all dieser Antriebs- und Steuerungsmechanismen in das Klimasystem Erde kommt den terrestrischen wie ozeanischen Polargebieten gleichermaßen eine entscheidende Rolle zu. Ein Grund hierfür ist, dass der Klimawandel in den Polargebieten stärker ausgeprägt ist als in gemäßigten Breiten. Diese so genannte polare Klimaverstärkung („Polar Amplification“) betrifft beispielsweise die Temperatur, die laut geologischer Rekonstruktionen (Abb. 26), rezenter Messungen (Abb. 27) und numerischer Modellierungen (Abb. 26 und Abb. 28) in den Polargebieten besonders starke Veränderungen zeigt. Dabei gehen Temperaturerhöhungen beispielsweise mit einem Anstieg der Niederschläge einher (s. Abb. 28).

Außerdem sind die Polargebiete weit weniger isoliert als lange Zeit angenommen wurde. Sie reagieren auf der einen Seite sehr sensitiv auf äußere Einflüsse, beispielsweise Änderungen im Volumen der Inlandeismassen oder in der Vegetation als Folge von Insolationsschwankungen, auf der anderen Seite haben die Änderungen dann häufig starke globale Auswirkungen, beispielsweise auf den Meeresspiegel, den Wärmehaushalt oder den Kohlenstoffkreislauf der Erde. In den ozeanischen Polarregionen laufen zudem wichtige Prozesse zu Austausch und Neubildung von Wassermassen ab, welche unmittelbar Einfluss auf die globale meridionale Umwälz-Zirkulation nehmen und diese zu einem großen Teil steuern. So ist beispielsweise der oberflächennahe ozeanische Wärmetransport (z.B. Golfstrom, Nordatlantikstrom), der Klima- und Wetterereignisse in den gemäßigten Breiten Europas mitbestimmt, auf Jahrtausenderskalen bis Jahrresskalen eng mit Variationen in subarktischen und arktischen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Prozesse verknüpft, wie z.B. der Arktischen Oszillation (AO) und Nordatlantischen Oszillation (NAO), oder der Meereisdynamik im atlantischen Sektor des Arktischen Ozeans.

Trotz der großen globalen Bedeutung der Polargebiete im Klimasystem sind die dort ablaufenden Prozesse in weiten Teilen noch unzureichend verstanden. Das liegt zum einen

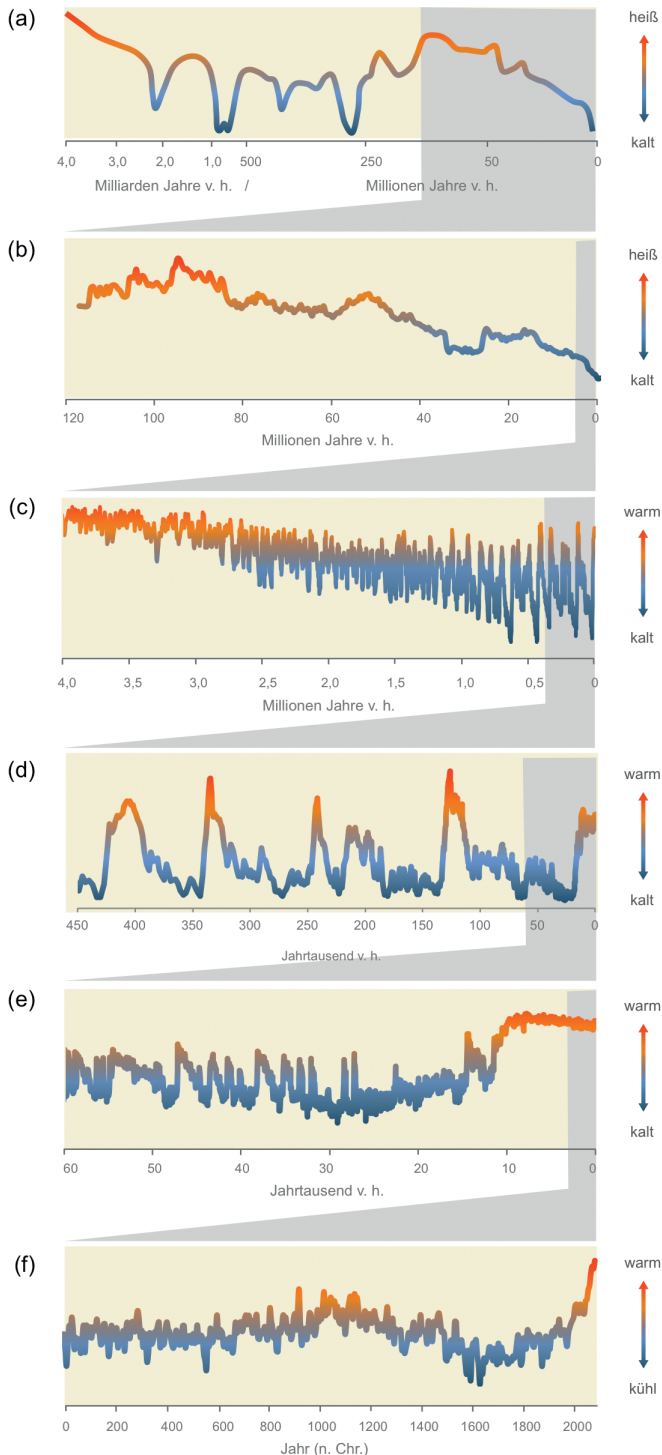


Abb. 25: Globaler Klimawandel auf unterschiedlichen Zeitskalen (Grafik: B. Diekmann). (a) = Geotektonische Zeitskala mit Klimaschwankungen im Rhythmus von 500 bis 1000 Millionen Jahren und Amplituden von $\geq 10^\circ\text{C}$ (SALTZMAN 2002). (b) = Übergang von der letzten Treibhausphase der Kreidezeit und dem frühen Känozoikum in die vor etwa 37 Millionen Jahren einsetzende Kühlhausphase (FRIEDRICH et al. 2012). (c) = zunehmender Einfluss von Klimaschwankungen auf orbitalen Zeitskalen (Milankovitch-Zyklen) während der letzten 5 Millionen Jahre, Amplituden $\leq 10^\circ\text{C}$ (LISIECKI & RAYMO 2005). (d) = Milankovitch-Zyklen der letzten 400.000 Jahre (JOUZEL et al. 2007). (e) = Dansgaard-Oeschger-Zyklen auf suborbitaler Zeitskala, Amplituden $\leq 3^\circ\text{C}$ (NGRIP MEMBERS 2004). (f) = Klimaschwankungen in Dekaden bis Centennien während des Spätholozäns, Amplituden $\pm 1^\circ\text{C}$ (MOBERG et al. 2005).

Fig. 25: Global climate change on different timescales (compilation: B. Diekmann). (a): geotectonic timescale with climate change at a rhythm of 500 to 1000 million years and amplitudes $\geq 10^\circ\text{C}$ (SALTZMAN 2002); (b): transition from the last greenhouse phase during the Cretaceous and the Early Cenozoic

to the next cooling phase approx. 37 million years ago (FRIEDRICH et al. 2012); (c): increasing influence of climate oscillations on orbital timescales (Milankovitch Cycles) during the past 5 million years, with amplitudes $\leq 10^\circ\text{C}$ (LISIECKI & RAYMO 2005); (d): Milankovitch Cycles during the past 400,000 years (JOUZEL et al. 2007); (e) = Dansgaard-Oeschger Cycles on suborbital timescale, with amplitudes $\leq 3^\circ\text{C}$ (NGRIP MEMBERS 2004); (f): climate fluctuations on decadal and centennial timescales during the late Holocene, with amplitudes $\pm 1^\circ\text{C}$ (MOBERG et al. 2005).

daran, dass die Polargebiete auch heute noch für viele Beobachtungen und Messungen schwer zugänglich sind. Dies gilt besonders für die Wintermonate, aber auch ganzjährig beispielsweise für den meereisbedeckten Ozean oder die Basis der Inlandeismassen. Zum anderen laufen die verschiedenen Prozesse mit sehr unterschiedlichen Geschwindigkeiten ab, so dass manche Veränderungen, z.B. in der Glaziologie oder Ozeanographie, nicht direkt messbar sind, sondern nur mit Hilfe von geologischen Daten rekonstruiert und im Idealfall quantifiziert werden können. Dies erschwert die zuverlässige Abgrenzung langfristiger natürlicher Schwankungen gegenüber anthropogenen Einflüssen. Als Folge davon sind gerade die hohen polaren Breiten in fast allen bislang durchgeführten synoptischen Beurteilungen internationaler Wissenschaftsgremien und Expertengruppen, wie in den jüngeren Berichten des UN-Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) oder des Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), durch hohe Variabilität und Unsicherheiten in unterschiedlichen modellierten Szenarien zur zukünftigen klimatischen Entwicklung gekennzeichnet, sowie durch niedrige Signal-Rausch-Verhältnisse und hohe Streuung einzelner Ergebnisse.

Zusammengenommen ergeben diese Aspekte eine der größten wissenschaftlichen und gesellschaftlichen Herausforderungen innerhalb der Erdsystemforschung. Die empirisch arbeitenden geowissenschaftlichen Disziplinen sind aufgefordert, die Datengrundlage zur Klima- und Umweltgeschichte der Polarregionen zu verbessern. Dabei geht es zum einen um die räumliche und zeitliche Verdichtung der Datensätze, was spezielle Transportlogistik (z.B. Forschungseisbrecher, Fluglogistik) und Probenahmetechnik (z.B. Tiefbohrungen in Eis und Sedimenten) erfordert, aber auch um die Neu- und Wei-

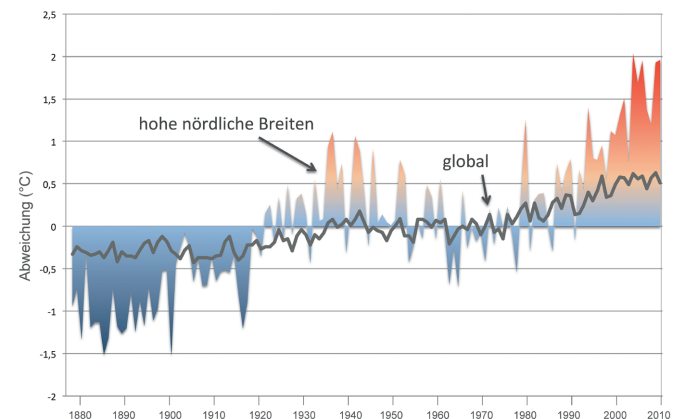


Abb. 27: Vergleich der globalen Temperaturentwicklung (fette Linie) mit der Temperatur in hohen nördlichen Breiten (64-90°N, farbige Fläche) seit 1878, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert der Jahre 1951-1980 (Grafik: B. Diekmann; Quelle: <<http://data.giss.nasa.gov/>>).

Fig. 27: Comparison of the global temperature development (bold line) with that in high northern latitudes (64-90°N, coloured area) since 1878, expressed as deviation from the mean of the years 1951-1980 (compilation: B. Diekmann; source: <<http://data.giss.nasa.gov/>>).

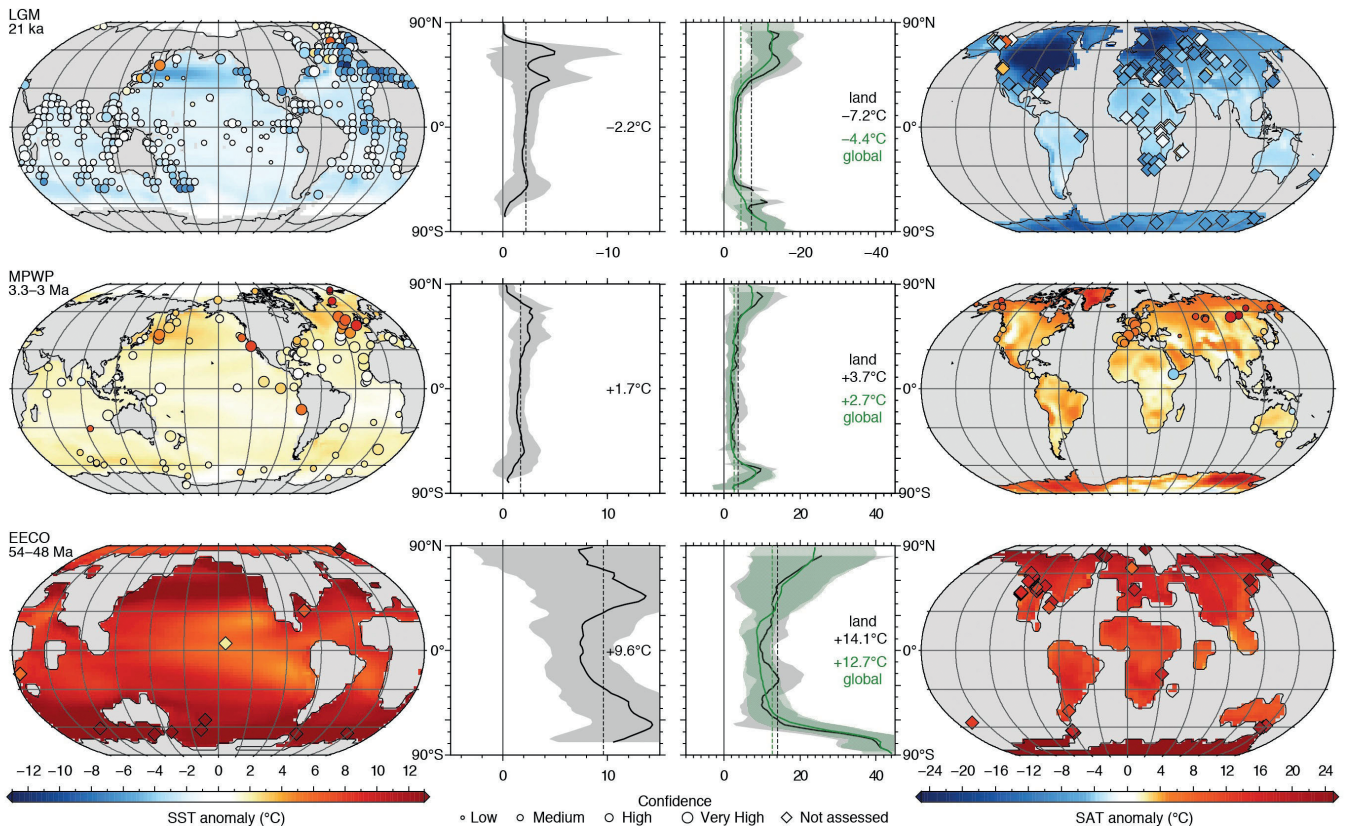


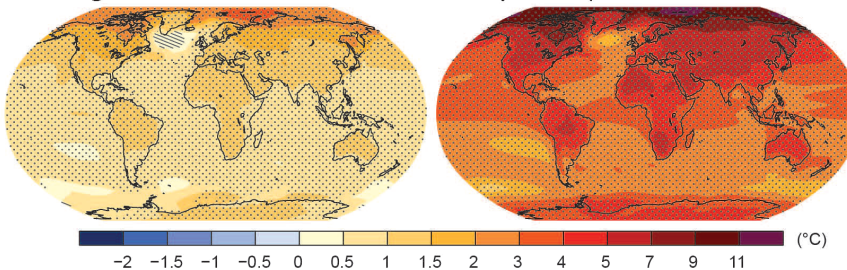
Abb. 26: Veranschaulichung der verstärkten Klimaänderung in den hohen Breiten. Dargestellt sind Weltkarten mit den rekonstruierten (farbige Punkte) und modellierten (farbige Flächen) Oberflächenwassertemperaturen (SST, links) und Lufttemperaturen an Land (SAT, rechts) gegenüber dem vorindustriellen Niveau für das Letzte Glaziale Maximum (LGM, oben), die mittelplozäne Wärmeperiode (MPWP, Mitte) und das Früh-Eozäne Klimaoptimum (EECO, unten). Die mittlere Spalte zeigt die Mittelwerte der Wasser- (links, schwarz), Land- (rechts, schwarz) und globalen (rechts, grün) Temperaturen als Funktion der geographischen Breite (Quelle: MASSON-DELMOTTE et al. 2013).

Fig. 26: Polar amplification of climate change visible in global maps showing the reconstructed (coloured dots) and modelled (coloured areas) sea-surface temperatures (SST, left) and surface atmospheric temperatures on land (SAT, right), compared to the pre-industrial level for the Last Glacial Maximum (LGM, top), the Mid-Pliocene Warm Phase (MPWP, middle) and the Early-Eocene Climate Optimum (EECO, bottom). Central columns: average values of water (left, black), land (right, black), and global (right, green) temperatures as a function of latitude (source: MASSON-DELMOTTE et al. 2013).

“Minimales” CO₂ Szenario
Sehr weitreichende Emissions-
verminderung (2,6 W/m²)

“Pessimistisches” CO₂ Szenario
Ohne erhebliche Emissions-
verminderung (8,5 W/m²)

Änderungen durchschnittliche Oberflächentemperatur (1986-2005 zu 2081-2100)



Änderungen Niederschlag (1986-2005 zu 2081-2100)

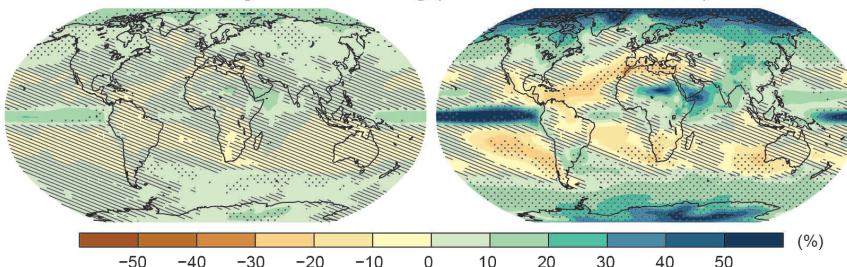


Abb. 28: Klimaprognosen des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) basierend auf einem vergleichenden Ensemble von Klimamodell-Ergebnissen für ein optimistisches (minimales, links) und ein pessimistisches (maximales, rechts) zukünftiges Emissionsszenario für Treibhausgase. Gezeigt sind die gemittelten Konsenswerte des internationalen Klimamodellvergleich-Projekts (Climate Model Intercomparison Project CMIP) für die Unterschiede zwischen 2081-2100 und 1986-2005 (nach IPCC 2013). Die Ergebnisse lassen eine deutliche Verstärkung des Klimawandels in den polaren Breiten (die so genannte polare Klimaverstärkung) auch für die Zukunft erwarten.

Fig. 28: Climate prediction of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), as based upon a comparative ensemble of climate model runs for an optimistic (minimal, left) and for a pessimistic (maximal, right) greenhouse-gas scenario. The figure shows mean consensus values of the international Climate Model Intercomparison Project (CMIP) for differences between 2081-2100 and 1986-2005 (after IPCC 2013). Based on the results, a significant amplification of climate change in the polar regions (the so-called polar amplification) has to be expected also for the future.

terentwicklung von Stellvertreterdaten (Proxys), mit denen die Klima- und Umweltbedingungen in der geologischen Vergangenheit quantifiziert werden können. Die rekonstruierten Klimavariablen sind entscheidend für eine Validierung und Anwendung von Klimamodellen, die auch für Prognosen zukünftiger Klimaentwicklungen genutzt werden.

Eisschilde und Meeresspiegel

In geologischer Hinsicht sind die heutigen polaren Eisschilde ein relativ junges Phänomen. Die großräumige Vereisung der Antarktis begann, ausgehend von der Ostantarktis, vor ca. 34 Millionen Jahren (ZACHOS et al. 2008; s. Abb. 8). Als ursächlich dafür kommen zwei wesentliche Faktoren in Frage. Einerseits wird das etwa zeitgleiche Öffnen der Tasman-Straße zwischen der Antarktis und Australien und der Drakepassage zwischen der Antarktischen Halbinsel und Südamerika als ein Schlüsselmoment angesehen. Dadurch konnte sich mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom ein Ringstrom um Teile der Antarktis ausbilden, welcher die thermische Isolierung des Kontinentes verstärkt haben könnte (z.B. KENNETT 1977, BIJL et al. 2013). Daten zur Spurengaszusammensetzung der Atmosphäre (Abb. 29) deuten jedoch darauf hin, dass das Einsetzen der Vergletscherung in der Antarktis zumindest teilweise auch auf sinkende CO_2 -Gehalte der Atmosphäre zurückgeführt werden kann, die eine Abkühlung hervorgerufen haben dürften (DECONTO & POLLARD 2003, DECONTO et al. 2008).

Weniger Klarheit besteht bezüglich der Initiierung der Vergletscherung der Nordhemisphäre. Das Auftreten von größeren Mengen grobkörniger, vermutlich durch Eisberge transportierter Sedimentkomponenten in Bohrkernen aus dem Nordatlantik (SHACKLETON et al. 1984, BARTOLI et al. 2005, MUDELSEE & RAYMO 2005) und Nordpazifik (MASLIN et al. 1996, HAUG et al. 2005) seit etwa 2,7 Millionen Jahren wird als Anzeichen für die Intensivierung der Vergletscherung gesehen (s. Abb. 8). Entsprechende Funde in wesentlich älteren Sedimenten, die 2004 im Rahmen der Arctic Coring Expedition (ACEX) im ersten Tiefbohrkern aus dem Arktischen Ozean auf dem Lomonossowrücken erbohrt wurden (MORAN et al. 2006), werden auf eine Vergletscherung bis auf Meeresniveau bereits vor mehr als 45 Millionen Jahren zurückgeführt, d.h. noch vor dem Einsetzen der Vergletscherung der Antarktis. Diese Interpretation ist jedoch umstritten, da sie nicht mit den bisher vorliegenden Befunden zur känozoischen Vegetationsgeschichte an der Küste des Arktischen Ozeans in Einklang gebracht werden kann (z.B. SLUIJS et al. 2006, DARBY 2008, 2014).

Die polaren Eisschilde haben weitreichende Bedeutung für das globale Klimasystem, da sie Prozesse wie die planetare Albedo, die Ozeanzirkulation und den Wärmetransport mit steuern, und auch einen profunden Einfluss auf die terrestrische und marine Lebenswelt haben. Von besonderer Bedeutung sind die Eisschilde zudem für den globalen Meeresspiegel, der durch Änderungen der Wassertemperatur des

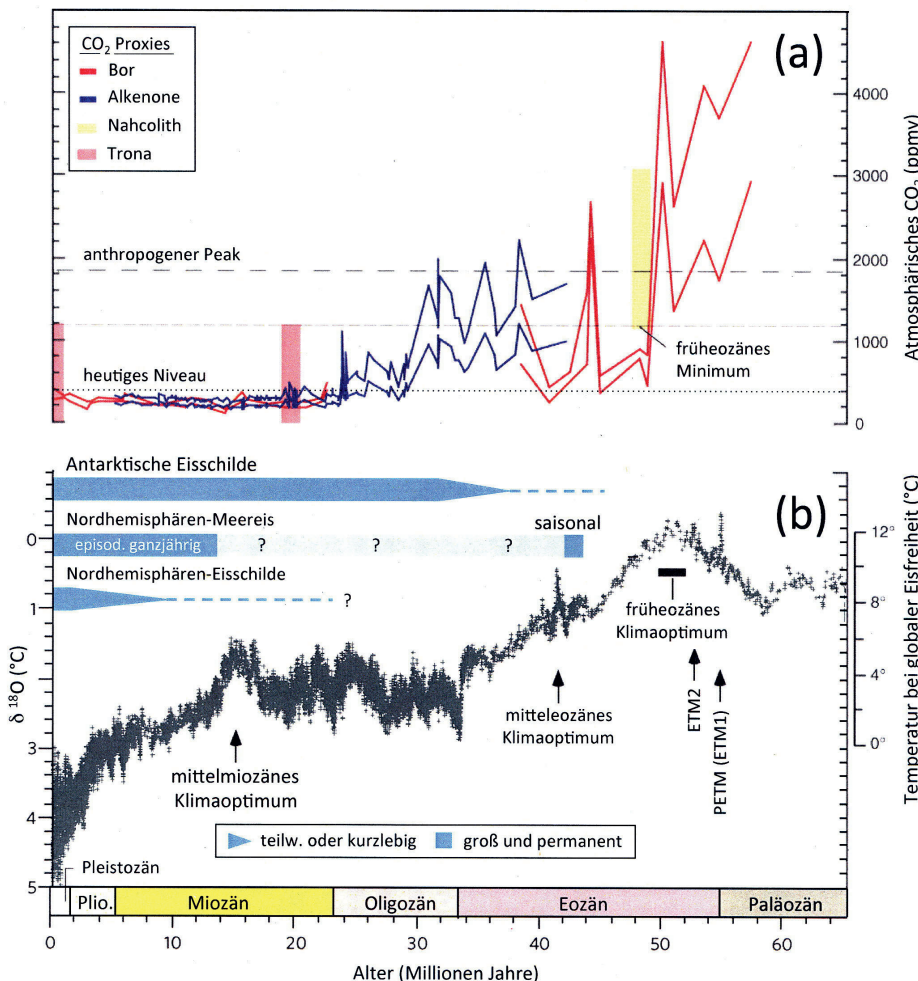


Abb. 29: (a) Entwicklung der atmosphärischen CO_2 -Konzentrationen laut verschiedener Proxys (mit Fehlerbereichen) im Vergleich zu (b) der globalen Klimaentwicklung (anhand von Sauerstoffisotopendaten mariner benthischer Foraminiferen) und dem Vorkommen großer Eisschilde in den Polarregionen während der vergangenen 65 Ma (nach ZACHOS et al. 2008). ETM = Eozänes Temperaturmaximum, PETM = Paläozän-Eozän-Temperaturmaximum.

Fig. 29: (a) Development of atmospheric CO_2 concentrations, as reflected in different proxies (with error bars), compared to (b) the global climate history, as reflected in oxygen isotope data of marine benthic foraminifera, and the occurrence of large ice sheets in the polar regions during the past 65 Ma (after ZACHOS et al. 2008). ETM: Eocene Thermal Maximum; PETM: Paleocene-Eocene Thermal Maximum.

Ozeans und Süßwasserreservoir an Land gesteuert wird, von denen Letztere durch das kontinentale Eisvolumen dominiert werden.

Daher stellen Massenverluste der polaren Eiskappen gemeinsam mit dem Abschmelzen der Gletscher in den Hochgebirgen außerhalb der Polarregionen als Resultat von steigenden atmosphärischen und ozeanischen Temperaturen die Hauptverursacher für vergangene wie zukünftige globale und regionale Meeresspiegelanstiege dar. In den letzten Jahren waren die Massenverluste in Grönland deutlich auf den Süden und Westen der Insel konzentriert (LIU et al. 2015; Abb. 30). In der Antarktis hat das Eisvolumen in großen Teilen der Westantarktis deutlich abgenommen, während es in weiten Teilen der Ostantarktis leicht zugenommen hat. Bis 2100 wird

ein Beitrag der beiden Eisschilde (Grönland und Antarktis) zum globalen Meeresspiegelanstieg von ca. 10 bis 20 cm prognostiziert (CHURCH et al. 2013). Die in diesen Szenarien als besonders gefährdet und variabel angesehenen Eisschilde auf Grönland und der Westantarktis würden allerdings bei einem kompletten Abschmelzen zu einem Meeresspiegelanstieg von insgesamt mehr als 11 m führen. Dem gegenüber ist das im größeren – als stabil angesehenen – Ostantarktischen Eisschild enthaltene Wasservolumen äquivalent zu einem Meeresspiegelanstieg von 53 m. Für diesen Eisschild wird angenommen, dass die regionale Topographie des Untergrundes und die Gestalt des Eisschildes selber wesentlich zu seiner langfristigen Stabilität beitragen.

Eine der größten Unsicherheiten in Bezug auf einen zukünftigen Meeresspiegelanstieg ist das unter den gegenwärtigen und zukünftigen globalen Klimaänderungen weitgehend unbekannte Verhalten des Westantarktischen Eisschildes (WAIS). Im Gegensatz zum Ostantarktischen Eisschild liegt der WAIS überwiegend auf Landmassen unterhalb des Meeresspiegels auf. Ein kompletter Kollaps des WAIS, durch das zur Zeit untrügliche Anzeichen eines beschleunigten Abfließens durch Abflachung und Rückzug der Aufsetzlinie angedeutet, würde den globalen Meeresspiegel um ca. 3,4 bis 5 m ansteigen lassen (BAMBER et al. 2009, FRETWELL et al. 2013). Aber noch ist die Diskussion, ob ein Zusammenbruch des WAIS wirklich bevorsteht, offen.

Die Debatte kann einer Entscheidung näher gebracht werden, wenn die Antriebsmechanismen für die aktuellen Änderungen besser verstanden werden. Spezifische Parameter des Eisuntergrundes (Hangwinkel, physikalische Eigenschaften des subglazialen Untergrundes) und Prozesse an der Grenzfläche zwischen der Basis eines Eisstroms und dem subglazialen Untergrund erscheinen ausschlaggebend für einen beschleunigten Eisabfluss und Eisrückzug. Allerdings werden notwendige *in situ* Untersuchungen dieser Prozesse bei den heutigen Eiskappen weitgehend durch die Unzugänglichkeit der Untersuchungsgebiete verhindert. Deshalb konnten die Prozesse an der Eisunterseite noch nicht in hinreichender Genauigkeit bestimmt werden und in jetzige Eisschild-Modelle einfließen. Ein besseres Verständnis wird aktuell durch hochauflösende bathymetrische Vermessungen und Beprobungen der antarktischen Kontinentalschelfe gewonnen, die während der letzten Eiszeit eisbedeckt waren und dadurch die damals vorherrschenden subglazialen Prozesse in den auftretenden Relief- und Sedimenteigenschaften archiviert haben.

Darüber hinaus werden wesentlich verbesserte Datengrundlagen zur Eisschildentwicklung aus der Kombination von geologischen Daten mit numerischen Simulationen benötigt. Nur wenn in diesen Simulationen gekoppelte Erdsystemmodelle mit interaktiver Eisschild-Modellierung verwendet werden, sowie die explizite Simulation der in der Paläoklimaforschung gemessenen Daten erfolgt, werden Hypothesen über die Initiierung, Entwicklung und Dynamik von Eisschilden in ausreichender Genauigkeit getestet werden können.

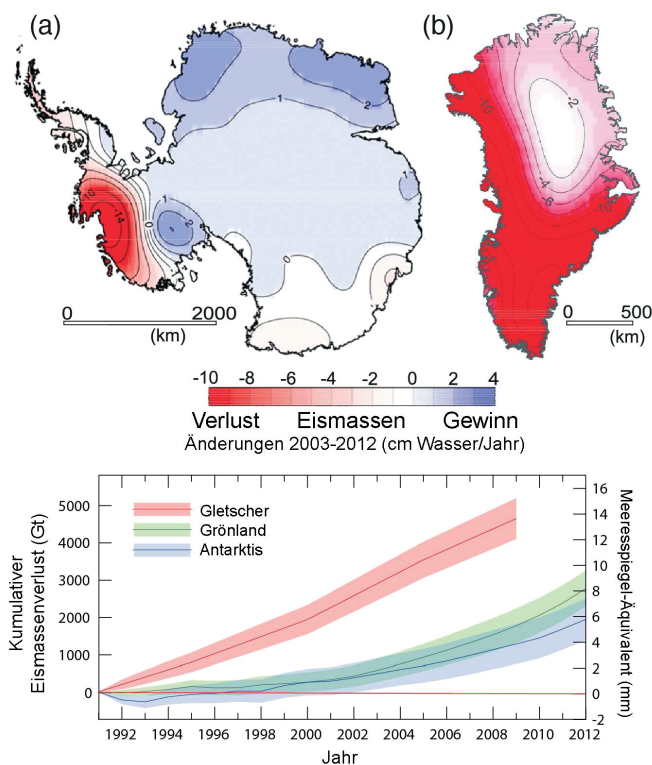


Abb. 30: Verlust (rot) und Gewinn (blau) der Eisschilde in der Antarktis (a) und in Grönland (b) zwischen 2003 und 2012, abgeleitet aus dem Gravitationseffekt der Massenänderungen (VAUGHAN et al. 2013). Die Darstellung zeigt eine starke räumliche Glättung der tatsächlichen Änderungsmuster. Unten: Gegenüberstellung der Massenverluste von Gletschereis, grönländischem und antarktischem Eisschild seit 1991 (in Gigatonnen Gt, links) sowie des daraus resultierenden globalen Meeresspiegelanstiegs (in mm, rechts).

Fig. 30: Decrease (red) and increase (blue) of the ice sheets in Antarctica (a) and in Greenland (b) between 2003 and 2012, as deduced from the gravitational effect of the associated mass changes (VAUGHAN et al. 2013). The figure shows a strong areal smoothing of the real patterns of change. Bottom: Comparison of the mass losses of glacier ice, Greenland Ice Sheet, and Antarctic Ice Sheet since 1991 (in gigatonnes Gt, left), along with the resulting global sea-level rise (in mm, right).

Schlüsselfragen zu Eisschilden und Meeresspiegel

- (1) Welchen Einfluss haben die polaren Eisschilde auf den globalen und regionalen Meeresspiegel?
- (2) Welchen Beitrag leisten die polaren Eisschilde zu globalen Meeresspiegelschwankungen im Quartär?
- (3) Wie reagieren die polaren Eisschilde auf steigende Temperaturen?

Schlüsselfrage 1:

Welchen Einfluss haben die polaren Eisschilde auf den globalen und regionalen Meeresspiegel?

Gegenüber dem Trend während der vergangenen etwa einhundert Jahre hat sich der Meeresspiegelanstieg in den letzten beiden Dekaden verstärkt – eine Bestandsaufnahme, die sich im aktuellen IPCC-Bericht wiederfindet. Wird für das 20. Jahrhundert ein Anstieg von $1,7 \pm 0,2$ mm/Jahr festgestellt, so beträgt der durch Beobachtungen verifizierte Meeresspiegelanstieg für die letzten beiden Dekaden $3,2 \pm 0,4$ mm/Jahr (CHURCH et al. 2013). Davon kann ein Beitrag von ungefähr 1 mm/Jahr den polaren Eisschilden auf Grönland (ca. 0,6 mm/Jahr) und in der Antarktis (ca. 0,4 mm/Jahr) zugeordnet werden. Die weiteren Anteile entfallen auf den sterischen Effekt (Dichte- bzw. Volumenänderung aufgrund von Erwärmung sowie Änderung des Salzgehalts) mit ca. 1,1 mm/Jahr, auf nichtpolare Gletscher (Eiskappen, Eisfelder, alpine Gletscher) mit ca. 0,8 mm/Jahr sowie ein kleinerer Anteil auf Änderungen in der kontinentalen Wasserspeicherung (CHURCH et al. 2013).

Auch wenn verschiedene Schätzungen der Beiträge zum globalen Meeresspiegelanstieg variieren und vor allem von den betrachteten Zeiträumen abhängen, so ist gerade für die Eisschilde in den letzten zehn Jahren eine beträchtliche Verstärkung ihres Beitrages festzustellen, also ein eindeutiges Indiz für die sich weiter verstärkende negative Massenbilanz (SHEPHERD et al. 2012). Für Grönland ergeben die verschiedenen Verfahren relativ gut übereinstimmende Ergebnisse, während für den antarktischen Eisschild immer noch eine recht große Variationsbreite der ermittelten Massenänderung und der dazu äquivalenten eustatischen Meeresspiegeländerung festzustellen ist (SHEPHERD et al. 2012). Insgesamt besteht für beide Eisschilde ein großer Forschungsbedarf, was das Verständnis der Prozesse betrifft, welche die Massenbilanz und den damit verbundenen Meeresspiegelanstieg beeinflussen.

Die Verfahren zur Bestimmung der Massenbilanz der kontinentalen Eisschilde beruhen im Wesentlichen auf Methoden der Satellitengeodäsie verbunden mit adäquaten Modellen für Teilaspekte des Beobachtungssystems. Drei grundlegende Methoden können unterschieden werden (vgl. SHEPHERD et al. 2012, VAUGHAN et al. 2013 S. 346 ff.):

- (1) Input/Output-Methode (Budget-Methode): Der Eismassendurchsatz durch die Aufsetzzone wird verglichen mit der Akkumulation an der Eisoberfläche. Verfahren der Satellitenfernerkundung wie InSAR, Feature- oder Speckle-Tracking werden benutzt, um Fließgeschwindig-

keiten und/oder die Position der (ebenfalls zeitlich variablen) Aufsetzzone zu bestimmen (RIGNOT et al. 2011, VAN DEN BROEKE et al. 2011). Atmosphärenmodelle (insbes. RACMO-2, VAN MEIJGAARD et al. 2008), die auch durch *in situ* gewonnene Beobachtungsdaten gestützt werden, liefern Informationen zur zeitlich und örtlich variablen Akkumulation (z.B. VAN ANGELEN et al. 2012, LENAERTS et al. 2013).

- (2) Satellitenaltimetrie: Aus der wiederholten Bestimmung der Oberflächengeometrie (Höhe) mittels Radar- bzw. Laseraltimetrie können Höhenänderungen und nachfolgend Volumen- und Massenänderungen der Eisschilde abgeleitet werden. Hier müssen Annahmen über die Dichte des Eiskörpers getroffen werden bzw. es müssen auf Messungen beruhende Modelle über das Dichteprofil der oberflächennahen Firn- und Eisschichten eingeführt werden (z.B. HORWATH et al. 2012, HELM et al. 2014).
- (3) Satellitengravimetrie: Der Satellit fungiert als Probekörper im Gravitationsfeld der Erde bzw. es werden unmittelbar gravitationsfeldbeeinflusste Messungen realisiert. Dadurch kann die Massenänderung direkt gemessen werden; üblich ist (mit GRACE) eine monatliche Auflösung der abgeleiteten Massenänderungen. Wie in Schlüsselfrage 4 zum geologischen Untergrund (S. 22ff) der Antarktis bereits diskutiert, stellt insbesondere für den Antarktischen Eisschild die ungenügende Kenntnis des glazial-isostatischen Ausgleichs den größten Unsicherheitsfaktor für die Bestimmung der Eismassenbilanz dar (z.B. GROH et al. 2014, GUNTER et al. 2014).

Geowissenschaftliche, insbesondere geologische und geophysikalische, Messverfahren und Modellierungsansätze können und müssen also wesentliche Randbedingungen liefern, um insgesamt zu einer verbesserten und verlässlicheren Bestimmung der Eismassenbilanz und des daraus folgenden Meeresspiegelanstiegs zu gelangen. Dazu sind zu zählen:

- Die Topographie des Felsuntergrunds, insbesondere im Randbereich der Eisschilde (Aufsetzzone) ist eine wesentliche Information, da der Querschnitt an der Aufsetzzone unmittelbar in die Bestimmung des Eismassendurchsatzes eingeht.
- Die Eigenschaften des Felsuntergrunds (basale Bedingungen), die das Fließen des Eises beeinflussen, wie Rauigkeit und terrestrischer Wärmefluss.
- Die rheologischen Eigenschaften des Erdkörpers, die elastischen Eigenschaften und (effektive) Dicke der Erdkruste, um die elastische Deformation als Antwort auf rezente Eismassenänderungen bestimmen zu können, bzw. viskoelastische Eigenschaften für die Bestimmung des glazial-isostatischen Ausgleichs (vgl. Schlüsselfrage 4 zum geologischen Untergrund der Antarktis S. 22ff).

Ein rheologisches Modell geht letztlich auch in die Bestimmung eines globalen Deformationsmusters ein, welches die Auflastwirkung der in den Ozean freigesetzten Eismassen sowie der entsprechend einer Äquipotentialfläche neu verteilten Wassermassen berücksichtigt („sea-level equation“, vgl. z.B. PELTIER 1998; Abb. 31). Demzufolge kommt es in der Nähe des abschmelzenden Eisschildes zu einem Anteil, der ein Absinken des Meeresspiegels bewirkt, während im globalen Maßstab ein Anstieg zu verzeichnen ist.

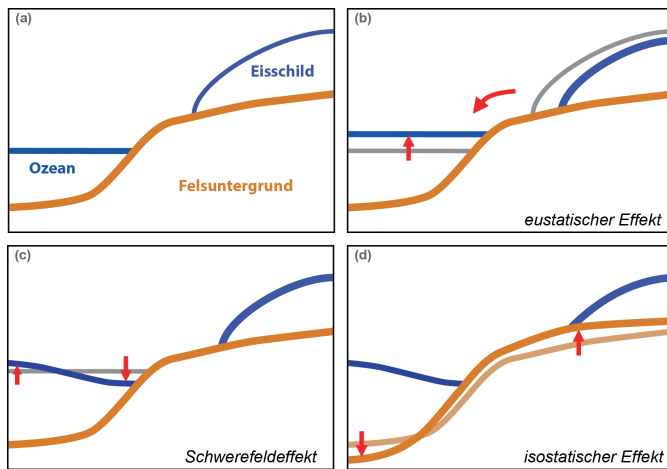


Abb. 31: Schematische Darstellung zu Änderung des Meeresspiegels beim Abschmelzen polarer Eisschilde; (a) = Ausgangssituation; (b) = beim Abschmelzen, d.h. bei negativer Eismassenbilanz, wird das vom Eisschild freigesetzte Wasservolumen im gesamten Weltozean gleichförmig verteilt: *eustatischer Effekt*; (c) = aufgrund der Massenverteilung kommt es zur Änderung des Schwerefelds der Erde und damit zur Ausrichtung des resultierenden Meeresspiegels nach der veränderten Äquipotentialfläche = *Schwerefeld- oder Geoideffekt*; dies bewirkt in der Nähe des Massenverlustes ein Absinken des Meeresspiegels; (d) = durch die Massenverteilung kommt es ebenfalls zu veränderten Auflasten, die eine Reaktion der festen Erde bewirken = *isostatischer Effekt*, der im Bereich des an Masse verlierenden Eisschildes eine Hebung, im Bereich des an Masse gewinnenden Ozeans ein Einsinken der Erdkruste bewirkt. Insbesondere im Bereich der Eisschilde, die seit dem Letzten Glazialen Maximum (LGM) erheblich an Masse verloren haben, sorgt der *glazial-isostatische Ausgleich* (GIA) für anhaltende Hebungsraten der Erdkruste von sub-Millimeter bis zu >2 cm/Jahr (vgl. Schlüsselfrage 4 zum geologischen Untergrund der Antarktis, S. 22ff).

Fig. 31: Schematic illustration of the sea-level changes triggered by melting of polar ice sheets. (a): initial setting; (b): melting, i.e. a negative mass balance of the ice sheets leads to even distribution of the meltwater released into the world ocean: *eustatic effect*; (c): the redistribution of masses leads to a change in the Earth's gravity field and thus to an alignment of the resulting sea level according to the changed equipotential surface: *gravity field or geoid effect*, which causes sea-level lowering close to the ice sheets losing mass; (d): the redistribution of masses further leads to changes in burden that result in reactions of the rigid Earth: *isostatic effect*, which causes uplift close to ice sheets losing mass, and subsidence of the Earth's crust in the area that gains mass of oceanic waters. In particular in regions, where ice sheets have substantially lost mass following ice retreat after the Last Glacial Maximum (LGM), the *glacio-isostatic adjustment* (GIA) results in persistent crustal uplift rates from sub-millimetre to more than two centimetres per year (cf. key question 4 concerning the geological subsurface of Antarctica, p. 22).

Schlüsselfrage 2:

Welchen Beitrag leisten die polaren Eisschilde zu globalen Meeresspiegelschwankungen im Quartär?

Im Verlaufe des Quartärs, d.h. in den letzten 2,6 Millionen Jahren, haben Schwankungen der Erdbahnparameter dazu geführt, dass das globale Eisvolumen zyklischen Veränderungen unterworfen war, die sich beispielsweise in den Sauerstoff-Isotopenverhältnissen benthischer Foraminiferen im Weltozean widerspiegeln (u.a. LISIECKI & RAYMO 2005; s. Abb. 9). Für die jüngsten Glazial-Interglazial-Zyklen zeigen sich Meeresspiegelschwankungen in einer Größenordnung von bis zu 120 m, die positiv mit Schwankungen in den globalen Temperaturen und Treibhausgaskonzentrationen korreliert sind (ROHLING et al. 2014; Abb. 32). Trotz dieser eindeutigen Zusammenhänge sind gerade in jüngster Zeit neue Erkenntnisse aufgekommen, die deutlich machen, dass zwar die globalen Schwankungen im Meeresspiegel gut verstanden sind, die genauen Ursachen, Quellgebiete und regionalen Unter-

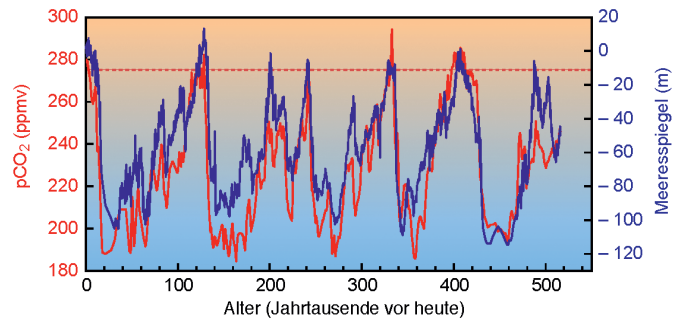


Abb. 32: Beziehung zwischen atmosphärischer CO_2 -Konzentration (rote Kurve) aus Eiskerndaten und rekonstruierten Meeresspiegel-Änderungen (blaue Kurve) aus paläoozeanographischen Daten für die letzten 500.000 Jahre (nach FOSTER & ROHLING 2013). Die gestrichelte horizontale Linie kennzeichnet die vorindustriellen Werte der beiden Variablen.

Fig. 32: Relation between atmospheric CO_2 concentrations (red line, ice core data) and reconstructed sea-level changes, (blue line, from palaeoceanographical data) for the past 500.000 years (after FOSTER & ROHLING 2013). The dotted horizontal line denotes preindustrial values for each variable.

schiede für diese Schwankungen allerdings noch nicht (z.B. ALLEY et al. 2005, CLARK & TARASOV 2014).

Während die Eisschilde der Nordhemisphäre in der heutigen Warmzeit auf den grönländischen Eisschild begrenzt sind, waren sie zu vergangenen Kaltzeiten wesentlich weiter verbreitet und bedeckten zeitweise große Teile Nordamerikas, Europas und Sibiriens. Das Ende der letzten Eiszeit und die Prozesse, die zum Schmelzen der nördlichen und südlichen Eisschilde geführt haben, liefern grundlegende Informationen über die Veränderung unseres Klimas. Während die maximale Ausdehnung der Eisschilde während der letzten Eiszeit in der Nordhemisphäre relativ gut bekannt ist (THIEDE 2004), gibt es bisher weniger verlässliche Angaben zur Geschichte der Antarktischen Eisschilde. Lange Zeit wurde davon ausgegangen, dass das Eis in den Glazialzeiten des Quartärs fast überall bis zum Schelfrand der Antarktis vorgedrückt war und dass der Eisrückzug in der Antarktis erst nach dem Beginn des Eisverlustes in der Nordhemisphäre eingesetzt hat.

Neue Untersuchungsergebnisse deuten jedoch an, dass das Eis in mehreren Regionen der Antarktis den Schelfrand nicht erreicht hat und es auch im Glazial eisfreie Gebiete auf dem Kontinent gegeben hat. Außerdem gibt es inzwischen Hinweise darauf, dass beide Hemisphären nahezu zeitgleich ihre maximale Eisschild-Ausdehnung erreicht hatten und vor 19.000 Jahren zu schmelzen begannen (WEBER et al. 2011). Der Rückzug der maßgeblichen Antarktischen Eisschilde hätte danach fast 5000 Jahre früher begonnen als bisher angenommen. Er könnte durch Änderungen des globalen Meeresspiegels und der Tiefenwasserzirkulation im Atlantischen Ozean verursacht worden sein, wodurch wärmeres Wasser an den Antarktischen Kontinentalrand gelangen konnte. Dieser frühe Eisrückzug würde eine bisher nicht vermutete Instabilität des Ostantarktischen Eisschildes belegen. Dies würde Anpassungen in den Prognosen zur Entwicklung des künftigen Meeresspiegelanstiegs als Folge des aktuellen Klimawandels notwendig machen. Allerdings deutet der bisherige Stand der Arbeiten auf große Unterschiede zwischen verschiedenen Regionen der Antarktis hin, so dass weitere Untersuchungen durchgeführt werden müssen, bevor ein synoptisches Bild der Paläodynamik und zeitlichen Veränderlichkeit des gesamten

Antarktischen Eisschildes während des Übergangs von der letzten Eiszeit zur Warmzeit entstehen kann.

Auch in neueren Untersuchungen zur Vereisungsgeschichte in den Schelfmeeren des Eurasischen Beckens zeigt sich ein regional stark differenziertes Bild. Jüngste geophysikalische Untersuchungsergebnisse zeigen im Bereich der Ostsibirischen See lokal weit ausgedehnte tiefe, parallel verlaufende Furchen auf einer Fläche von 2.500 Quadratkilometern und bis in eine Wassertiefe von 1200 m (NIESSEN et al. 2013; Abb. 33). Diese Ergebnisse legen nahe, dass sich im Zuge von Kaltzeiten innerhalb der vergangenen 800.000 Jahre, jedoch mit Ausnahme der letzten Kaltzeit vor 21.000 Jahren, auch im Arktischen Ozean Eisschilde gebildet haben, die mindestens 1200 Meter mächtig wurden und sich vermutlich über eine Fläche so groß wie Skandinavien erstreckten. Dabei lassen sich vier oder mehr Generationen von Eismassen unterscheiden, die sich in nordöstliche Richtung bis weit in den tieferen Arktischen Ozean bewegt haben.

Diese neuen Erkenntnisse stellen die bisherige Lehrbuchmeinung zur Geschichte der Vereisungen in der Arktis in Frage. Großvereisungen könnten demnach nicht nur von Hochlagen auf den Kontinenten ausgehen, wie für Grönland, Nordamerika und das nordwestliche Eurasien nachgewiesen, sondern auch im marinen Bereich entstehen. Diese Erkenntnisse lassen jedoch noch viele Fragen offen, beispielsweise zur Genese des Eises und zu den erforderlichen klimatischen und morphologischen Rahmenbedingungen für ihre Bildung. Das zeigt, dass auch bezüglich der Vereisungsgeschichte der Arktis noch wichtige Fragen beantwortet werden müssen, ehe die natürliche Variabilität des Eises für belastbare Prognosen hinreichend verstanden ist.

Glazialzyklen, die nicht einem simplen globalen Glazial-Interglazial-Muster entsprechen, sind auch aus den sibirischen Periglazialregionen bekannt. Diese Gebiete repräsentieren potentielle Quellregionen des Eisvorstoßes auf den nordeurasischen Kontinentrand. Bisherige Untersuchungen offenbaren ein „Saale-Weichsel-Paradoxon“. Demnach dehnte sich die saalezeitliche Gebirgsvergletscherung (vor etwa 300.000 bis 130.000 Jahren) im ostsibirischen Werchojansker Gebirge bis weit in das westliche Vorland aus, während die Vorstöße des globalen Letzten Glazialen Maximums (LGM vor ca. 20.000 Jahren) im inneren Gebirge verharreten (Abb. 34) und sogar von frühweichselzeitlichen Vorstößen übertroffen wurden (STAUCH & LEHMKUHL 2010). Ein ähnliches Bild ergibt sich für Kamtschatka, wo die saaleeiszeitlichen Vorstöße bis an die Küste des Ochotskischen Meeres vordrangen, wohingegen für die Weichsel-Eiszeit (vor etwa 115.000 bis 11.700 Jahren) lediglich eine regionale Gebirgsvergletscherung nachgewiesen werden kann (BARR & SOLOMINA 2014). Erste Modellierungsansätze zur Klärung der Ursachen für dieses widersprüchliche Muster deuten auf ein komplexes Interaktionsgefüge hin, mit externem Klimaantrieb und Rückkopplungseffekten im Klimasystem (KRINNER et al. 2011). Mehr noch als in Europa und Nordamerika sind Minima in der Sommerinsolation entscheidend für die Erhaltung des Winterniederschlags. Abschirmeffekte durch den westsibirischen Eisschild sowie die Intensität des nordpazifischen Einflusses steuern zudem den Feuchtigkeitstransport.

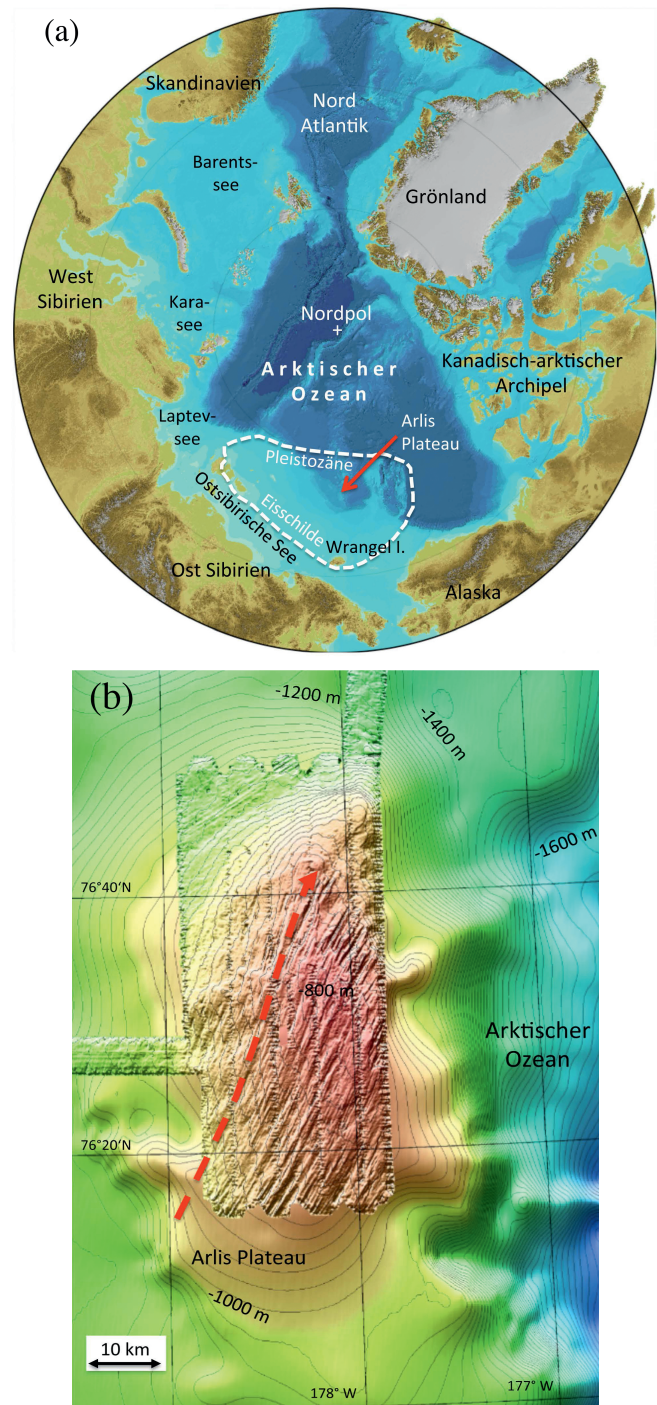


Abb. 33: Übersichtskarte des Arktischen Ozeans (a) mit Markierung von kürzlich lokalisierten Paläogletschern in Ostsibirien. Die hochaufgelöste bathymetrische Karte vom Arlis Plateau (b) zeigt parallel verlaufende submarine, als Gletscher-Pflugmarken interpretierte Strukturen (nach NIESSEN et al. 2013).

Fig. 33: Overview map of the Arctic Ocean (a) with the location of a former ice mass recently detected in eastern Siberia and highly-resolved bathymetric map of the Arlis Plateau (b) with glacial scour marks running parallel at the sea floor (after NIESSEN et al. 2013).

Demnach war das Letzte Glaziale Maximum zu trocken für einen ausgedehnten Eisaufbau in Ostsibirien, eine Tatsache, die sich auch in der weiten Verbreitung lössartiger Sedimente in dieser Region zeigt.



Abb. 34: Endmoräne des letztglazialen Gletscherstands im Inneren des zentralen Werchojansk Gebirges in Ostsibirien. Frühere Vorstöße im Saale-Glazial erstreckten sich bis weit in das westliche Vorland des Gebirges (Foto: B. Diekmann).

Fig. 34: Terminal moraine of the last glacial ice coverage in the inner part of the central Verkhoyansk Mountains in eastern Siberia. Preceding ice advances during the Saalian glacial extended far into the western foreland of the mountains (photo: B. Diekmann).

Künftige Arbeiten zur Klärung der ostsibirischen Vereisungsgeschichte erfordern:

- (1) weitergehende glazialgeologische Feldstudien an der Nahtstelle des Arktischen Ozeans zum sibirischen Hinterland, beispielsweise auf den Inseln der Ostsibirischen See,
- (2) Herkunftsanalysen der marinen Terrigensedimente im Arktischen Ozean, die möglicherweise Hinweise auf temporäre Fremdquellen liefern, die nicht mit gewöhnlicher Hintergrundsedimentation durch fluvialen Eintrag und Meereistransport erklärt werden können, und
- (3) eine Parametrisierung regionaler Klimamodelle hinsichtlich der Existenz ostsibirischer Gebirgsvergletscherung.

Schlüsselfrage 3:

Wie reagieren die polaren Eisschilde auf steigende Temperaturen?

Es ist seit langem bekannt, dass die Vergletscherungen der Antarktis und Arktis erst bei der globalen Abkühlung im Verlauf des Känozoikums (letzte 65 Millionen Jahre) einsetzten und seitdem im Zuge von Klimaschwankungen erheblichen Massenänderungen unterworfen waren (s. Abb. 8 u. 9; Abb. 35). Während die Reaktionen der polaren Eisschilde auf Temperaturen tiefer als heute inzwischen recht gut verstanden sind, gibt es noch große Wissensdefizite, wie die Eisschilde auf Temperaturen höher als heute reagiert haben – und möglicherweise zukünftig reagieren werden.

Der letzte postglaziale Eistrückzug von den antarktischen Schelfgebieten begann vermutlich früher als lange angenommen, bereits vor ca. 20.000 Jahre (WEBER et al. 2011, KLAGES et al. 2014). Allerdings müssen Details der Umweltgeschichte im Nahbereich der antarktischen Eismassen noch intensiver erforscht werden, um den Eistrückzug genauer zu beschreiben und Detailkarten zu verbessern (HILLENBRAND et al. 2013, 2014, LARTER et al. 2014). So liefert beispielsweise die Untersuchung der glazial-geomorphologischen Strukturen am Meeresboden Erkenntnisse zur Dynamik der von der Antarktis abfließenden Eisströme und der dazwischen liegenden, eher stabilisierend wirkenden Gebiete (KLAGES et al. 2013).

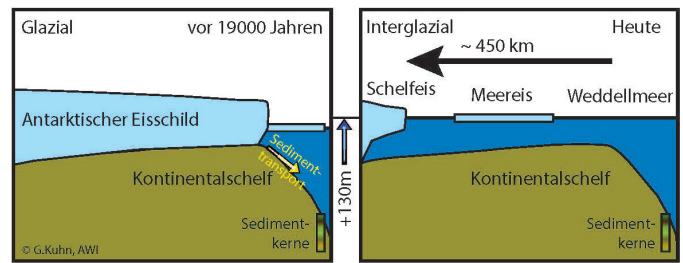


Abb. 35: Schematische Darstellung von unterschiedlichen Vereisungskonfigurationen im antarktischen Weddellmeer. Während der Glazialzeiten rückt der Antarktische Eisschild über den Kontinentalschelf hinaus und kann bis zum Schelfrand auf dem Untergrund aufliegen (links). Während der Interglazialzeiten – wie heute – ist der Eisschild weit zurückgezogen und kann Schelfeise ausbilden; der frei liegende Schelf ist überflutet und teilweise von Meereis bedeckt (rechts).

Fig. 35: Schematic illustration of different glacial configurations in the Antarctic Weddell Sea. During glacial times (left), the Antarctic Ice Sheet advances onto the continental shelf and may be grounded all the way to the shelf edge. During interglacial times (right), as today, the ice sheet widely retreated and may have led to the development of ice shelves; the exposed shelf is flooded and partially covered by sea ice.

Da die Schelfeise unterhalb des Meeresspiegels gründen, führt der Zustrom von warmem Wasser zu einem basalen Schmelzen an der Unterseite und an der Aufsetzlinie. Der Verlust der Schelfeise führt zu einem verstärkten Abfließen des Inlandeises in den Ozean, weil Schelfeise die Eisströme des nachgelagerten Inlandeises bremsen. Für den Bereich der Amundsensee in der Westantarktis (s. Abb. 1b) wird dieser Prozess als eindeutige Ursache für den beschleunigten, nahezu dramatischen heutigen Rückzug des großen Pine-Inland-Gletschers und des Thwaites-Gletschers angesehen (z.B. SHEPHERD et al. 2012). Rezente Beobachtungen und Modellierungen postulieren noch für dieses Jahrhundert eine mögliche Instabilität auch für den Bereich des Filchner-Ronne-Schelfeises in der Ostantarktis (HELLMER et al. 2012).

Für ein verbessertes Verständnis der Eisschilddynamik sind geologische Epochen von besonderem Interesse, in denen die Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre und/oder die Temperaturen die heutigen Werte soweit überstiegen, wie vom IPCC (2013) für die nächsten Jahrzehnte und Jahrhunderte prognostiziert. Bezüglich der Treibhausgaskonzentrationen muss dafür jedoch bis zumindest in die Zeit des Pliozäns (>2,6 Millionen Jahre) zurück gegangen werden (v. Abb. 29). Im frühen bis mittleren Pliozän waren die globalen Durchschnittstemperaturen etwa 3 °K höher als heute, obwohl die atmosphärische CO₂-Konzentration damals ca. 400 ppm betrug und auch andere klimatische Randbedingungen, z.B. ozeanische Seewege, ähnlich denen der heutigen waren. Die Gründe für diese hohen Temperaturen bei gleichzeitigen moderaten Treibhausgaskonzentrationen sind bisher ungeklärt.

Die Untersuchung der präquartären Klimageschichte erfordert i.d.R. Tiefbohrungen, wie sie in der Antarktis im Rahmen von IODP oder ANDRILL durchgeführt werden. Nach den im SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) derzeit aktiven Geowissenschaftlern sollten die Untersuchungen entlang von Eisdrainagebecken angesiedelt sein, um mittels Sedimentkernen und seismostratigraphischen Kartierungen von eisnahen Gebieten auf dem Schelf bis zu eisfernen Regionen der Tiefsee das gesamte Spektrum der Signale erfassen zu können. Zudem sollten an den erbohrten Sedimenten multi-

disziplinäre Analysen durchgeführt werden, um die Signale von Veränderungen in den Eisschilden, in der Meereisbedeckung, in den marinen Zirkulationsmustern und in den Eigenschaften der Wassermassen voneinander trennen zu können.

Primäres Ziel der geologischen Untersuchungen ist dabei, die Beziehung Ursache-Wirkung bzgl. der Stabilität oder Labilität von Eisschilden gegenüber externen Antrieben zu entschlüsseln und damit Beiträge zur Verifizierung von numerischen Eisschildmodellen zu liefern. Beispielsweise deuten Ergebnisse vom ANDRILL-Bohrprojekt im Rossmeer darauf hin, dass große Teile des Westantarktischen Eisschildes sehr dynamisch auf Klimaänderungen reagiert haben (NAISH et al. 2009, POLLARD & DeCONTO 2009). Das schließt großräumige Abschmelzereignisse ein, die einen Verlust des Ross-Eisschelfs und möglicherweise ein Abschmelzen der westantarktischen Eiskappe (entsprechend einem Meeresspiegelanstieg von 3-5 m) zur Folge hatten. Diese Ereignisse sind für die Zeit des

warmen Pliozäns (etwa 3-5 Millionen Jahre vor heute) nachgewiesen, aber auch für Zeiten im Quartär (Abb. 36). Dort fallen sie zumindest teilweise mit außergewöhnlich warmen Phasen in der Arktis zusammen, die nicht mit der damaligen Konfiguration der Erdbahnparameter oder der Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre erklärt werden können (MELLES et al. 2012).

Aus diesen Befunden wird deutlich, dass die Ursachen für Veränderungen im Volumen der kontinentalen Eismassen in der geologischen Vergangenheit noch unzureichend verstanden sind. Für ein besseres Verständnis der Einflüsse von Treibhausgasen und atmosphärischen Temperaturen werden vor allem weitere Sedimentbohrungen im Südozean und im Arktischen Ozean benötigt, die möglichst bis in die Zeiten des Eozäns reichen, als die Temperaturen und der CO₂-Gehalt der Atmosphäre substantiell höher waren als heute (ZACHOS et al. 2008, PROSS et al. 2012) und keine großen Eisschilde existierten.

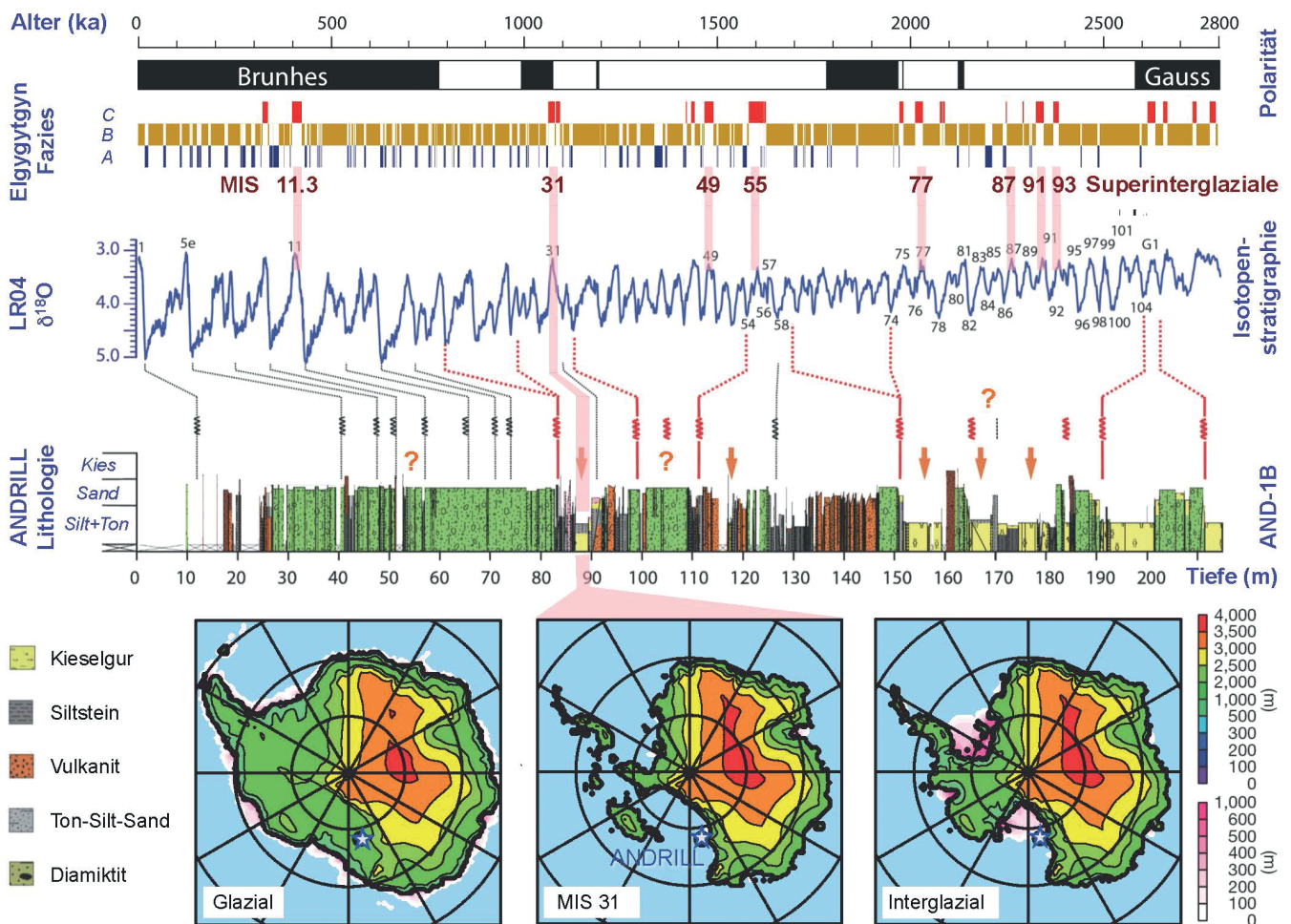


Abb. 36: Gegenüberstellung der sedimentären Fazies im Elgygytyn-See, russische Arktis, während der vergangenen 2,8 Millionen Jahre (oben, nach MELLES et al. 2012) und der Lithologien im ANDRILL-Bohrkern AND-1B aus dem Rossmeer, Antarktis (Mitte, nach KRISSEK et al. 2007). Die Fazies C im Elgygytyn-See (rot), welche besonders hohe Temperaturen widerspiegelt, korrespondiert zumindest im Marinen Isotopenstadium MIS 31 mit Diatomeen-Schlamm (Kieselgur) im Rossmeer (gelb), die auf Zeiten eines kollabierten Westantarktischen Eisschildes hinweisen, was sich auch in Eisschildmodellierungen von POLLARD & DeCONTO (2009) zeigt (unten; das Sternsymbol markiert die Lokation von AND-1B).

Fig. 36: Comparison of the sedimentary facies in Lake El'gygytyn, Russian Arctic during the past 2.8 Million years (top, after MELLES et al. 2012) with the lithologies in the ANDRILL core AND-1B from the Ross Sea, Antarctica (central part, after KRISSEK et al. 2007). The facies C in Lake El'gygytyn (red), which reflects particularly high temperatures, corresponds, at least during Marine Isotope Stage MIS 31, with diatomaceous muds in the Ross Sea (yellow), which indicate times of a collapsed West Antarctic Ice Sheet, in accordance with results of ice sheet modelling by POLLARD & DeCONTO (2009) (bottom; the star symbol indicates the location of AND-1B).

Die polaren und subpolaren Ozeane nehmen aus mehreren Gründen eine exponierte Stellung im Klimasystem ein. Als Teile des Weltozeans sind sie ein wichtiger Bestandteil der globalen Ozeanzirkulation und zeichnen sich im globalen meridionalen Strömungsmuster durch ein Energiedefizit aus. In Warmzeiten wird dieses Defizit durch die oberflächige Zufuhr warmer Wassermassen aus den niederen Breiten gedämpft. Die Abkühlung importierter Wassermassen im Wechselspiel mit Meereisbildung und damit verbundenen Salzgehaltssteigerungen führt zur Bildung von Tiefenwassermassen im Nordatlantik und entlang des antarktischen Kontinents (SCHMITZ 1996, TALLEY 2013). Das Ergebnis dieser Prozesse ist eine globale Umwälzzirkulation, die einen fortwährenden Energiefluss gewährleistet. Störungen der Tiefen- und Bodenwasserbildung in den Polarregionen verursachen empfindliche Reaktionen im Klimasystem, die erhebliche globale Auswirkungen haben können (RAHMSTORF 2002, 2006).

Darüber hinaus sind die polaren Ozeane oft durch hohe Nährstoffgehalte gekennzeichnet. Insbesondere der Südliche Ozean und der Nordpazifik zeigen erhöhte biologische Produktivität im globalen Kontext und sind daher Akteure der biologischen Pumpe, die zu einem Abbau des atmosphärischen Kohlendioxids beitragen können (SIGMAN & BOYLE 2000, SIGMAN et al. 2010).

Ein wichtiges Charakteristikum der polaren Ozeane ist das Meereis (Abb. 37). Der zentrale Arktische Ozean zeichnet sich durch eine ganzjährige Meereisdecke aus, während die Arktischen Randmeere und weite Teile des Südlichen Ozeans im Sommer teilweise eisfrei sind. Das Meereis ist eine kritische Komponente im Klimasystem der Erde, welche sehr sensitiv auf Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation, der Wärmeeinstrahlung, der ozeanischen und atmosphärischen Wärmetransporte und der Süßwasserzufuhr reagiert (Abb. 38).



Abb. 37: Schmelzwassertümpel auf arktischem Meereis, die in den Sommermonaten auftreten und oberflächliche Abtauvorgänge anzeigen (Foto: St. Hendricks).

Fig. 37: Meltwater ponds on Arctic sea ice, which reflect local surface melting during summer months (photo: St. Hendricks).

Durch eine geschlossene Eisdecke wird der Wärmeaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean drastisch reduziert. Über Eisoberflächen wird so im Vergleich zu eisfreien Wasseroberflächen 8 mal mehr der eingehenden kurzwelligigen Strahlung reflektiert (d.h., die Albedo ist 8 mal größer), was zu niedrigeren Oberflächenwassertemperaturen führt und einen starken Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Polargebiete hat (STEIN 2008 cum lit.). Das Meereis beeinflusst auch die biologische Produktivität im Oberflächenwasser, wobei eine geschlossene Eisdecke zu einer deutlich reduzierten Primärproduktion führt. In der Arktis werden darüber hinaus über das Meereis signifikante Mengen an terrigenem Material vom Schelf auf den offenen Ozean hinaus transportiert. Das Meereis spielt somit eine zentrale Rolle im heutigen und vergangenen Klimasystem und dessen lang- und kurzfristiger Variabilität.

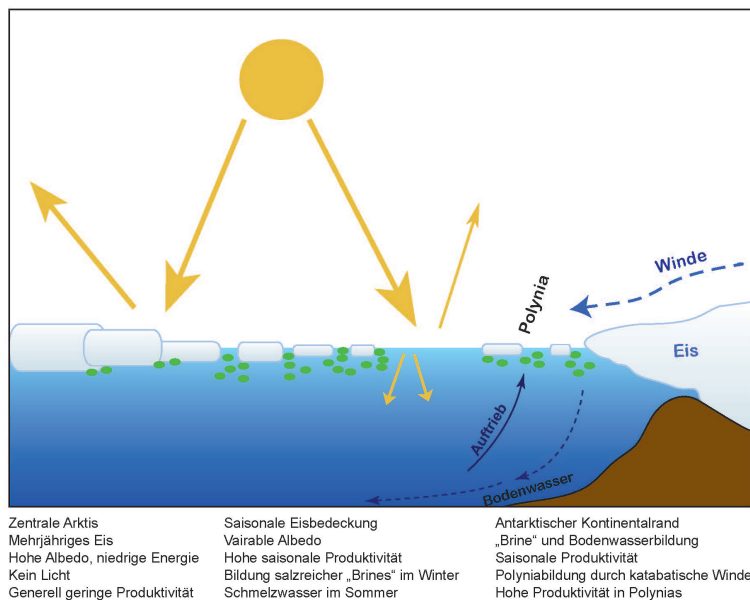


Abb. 38: Vereinfachte schematische Darstellung zur Rolle des Meereises im gekoppelten System Atmosphäre-Ozean-Klima. Gezeigt sind Einflussfaktoren wie Sonneneinstrahlung, katabatische Winde, ozeanischer Auftrieb und das Absinken dichter, salzreicher Wässer, eisfreie Küstengebiete (Polynjas) und die biologische Primärproduktion für die Arktis (links) und die Antarktis (rechts; modifiziert nach DE VERNAL et al. 2013).

Fig. 38: Simplified schematic illustration of the role sea ice plays in the coupled atmosphere-ocean-climate system. Impact factors such as solar irradiation, katabatic winds, marine upwelling and brine formation, coastal polynias, and the biological primary production are indicated for the Arctic (left) and for Antarctica (right; modified after DE VERNAL et al. 2013).

Schlüsselfragen zu polaren Ozeanen und Meereis

- (1) Ist der heutige Rückgang der Meereisbedeckung einzigartig?
- (2) Welche Bedeutung haben Meereisbedeckung und biologische Produktivität für den globalen Kohlenstoff- und Energiekreislauf?
- (3) Wie variabel sind Wassermassenbildungen in Polarregionen?
- (4) Welche Wechselwirkungen existieren zwischen Ozeanzirkulation und Kryosphäre?

Schlüsselfrage 1:

Ist der heutige Rückgang der Meereisbedeckung einzigartig?

Während der letzten drei Dekaden ist ein deutlicher Rückgang der arktischen Meereisdecke beobachtet worden (Abb. 39; JOHANNESSEN et al. 2004, STROEVE et al. 2007). Dieser Eisrückgang betrifft nicht nur die maximale Ausdehnung sondern geht mit einem Verlust von mehrjährigem Eis und damit der Eisdicke einher. Weiterhin scheint der Eisrückgang deutlich schneller abzulaufen, als dies aus Modellrechnungen vorhergesagt wurde (KERR 2007).

Was die Ursachen der rezenten und vergangenen Klimaänderungen in der Arktis angeht, d.h. inwieweit natürliche Klimaänderungen oder anthropogene Einflüsse wichtiger waren, wird nach wie vor kontrovers diskutiert. Hier können hochaufgelöste Klimakurven, die weit über die Zeitdauer von direkten Messreihen hinaus zurückreichen, Antworten liefern. Diese Art von Klimakurven, insbesondere auch Proxykurven für die Rekonstruktion der räumlichen und zeitlichen Änderungen der Meereisverbreitung, sind für die Arktis immer noch rar. Neue Biomarkeransätze (IP₂₅ Proxy) liefern hier eine neue Möglichkeit für die (quantitative) Rekonstruktion der Meereisverbreitung im Pleistozän und Holozän (BELT et al. 2007, MÜLLER et al. 2009). So erbrachte die Anwendung des IP₂₅-Proxys an Sedimentkernen aus der Framstraße die Erkenntnis, dass das heutige saisonale Meereisminimum einzigartig für mindestens die letzten 4000 Jahre ist, was die dramatische Erwärmung der Arktis eindrucksvoll untermauert (MÜLLER et al. 2012). Vergleichbare Minima traten letztmalig im thermalen Maximum des Frühholozäns auf, zu einer Zeit, die durch höhere Sommerinsolation gekennzeichnet war.

Das erste Auftreten von Meereis war jedoch viel früher und geht vermutlich bis in das mittlere Eozän zurück (BACKMANN et al. 2006, MORAN et al. 2006). Eine saisonale Eisbedeckung gab es wahrscheinlich schon vor mehr als 40 Millionen Jahren, seit ca. 14 Millionen Jahren wird eine episodisch ganzjährige Eisbedeckung angenommen (s. STEIN 2008 und vgl. Abb. 29).

Weitere hochaufgelöste Klima- und Meereiskurven, die den Übergang von paläogenen Treibhausbedingungen zu neogenen und pleistozänen Kühlhausbedingungen dokumentieren und Klimaänderungen auf unterschiedlichen Zeitskalen von 10⁶ bis 10⁰ Jahren widerspiegeln, sind notwendig, um genauere

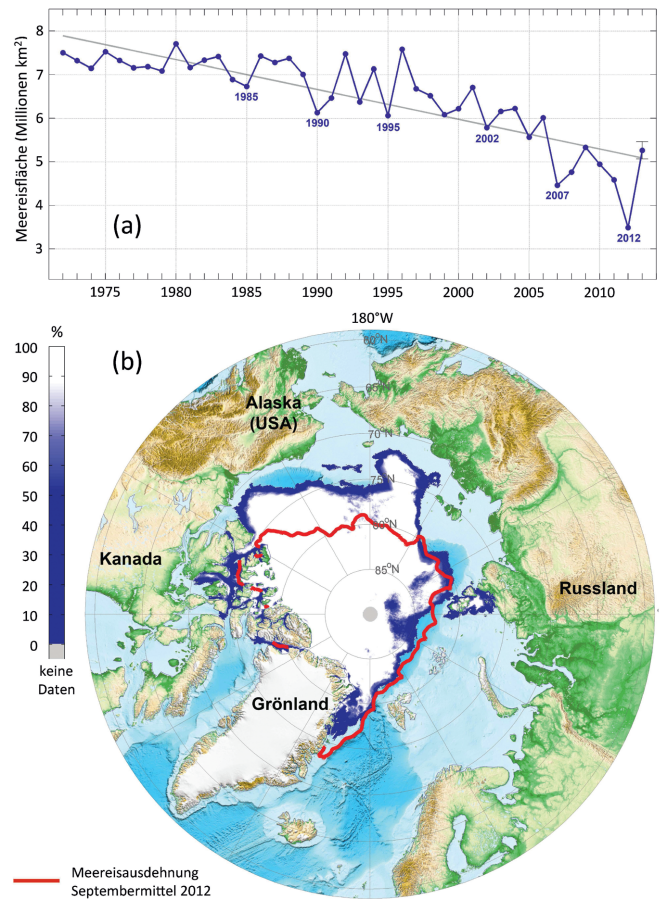


Abb. 39: Aktuelle Abnahme des Meereises in der Arktis; (a) = minimale Ausdehnung des Meereises in den Spätsommern der Jahre 1972 bis 2013 mit der langfristigen Abnahme seit 1979; (b) = Karte der Meereiskonzentration im September 2013, gemittelt aus Tageswerten des Zeitraums 1.–17. September 2013, verglichen mit der Fläche des Meereisminimums aus dem Jahr 2012 (rote Linie; Quelle: <meereisportal.de>).

Fig. 39: Modern sea-ice decrease in the Arctic; (a): minimal sea-ice extent in late summers 1972-2013, with the long-term decrease since 1979; (b): map of the sea-ice concentration in Sept. 2013, deduced from the average of daily values in the period September 1 to 17, 2013, compared to the area of the sea-ice minimum in the year 2012 (red line; data source: <meereisportal.de>).

Aussagen über die Bedeutung der Arktis im globalen Klimasystem machen zu können. Diese Datensätze sind von großer Bedeutung für die Verifizierung von Klimamodellen und zur Prognostizierung zukünftiger Klimaänderungen.

Schlüsselfrage 2:

Welche Bedeutung haben Meereisbedeckung und biologische Produktivität für den globalen Kohlenstoff- und Energiekreislauf?

Veränderungen in der Meereisbedeckung sind nicht nur eine Folge von Klimaschwankungen sondern tragen durch die Eis-Albedo-Temperaturrückkopplung auch zu einer Beschleunigung von Klimaumschwingungen bei. Eine Zunahme in der Meereisbedeckung erhöht die Reflektion der einfallenden Sonnenstrahlung und forciert so den Wechsel von einer Warmzeit in eine Kaltzeit (DE VERNAL et al. 2013). Umgekehrtes gilt für den Wechsel von einer Kaltzeit in eine Warmzeit. Neben dieser Auswirkung auf den Strahlungshaushalt der Erde beein-

flusst die Bildung von Meereis den Gas- und Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre sowie die ozeanische und atmosphärische Zirkulation. So führt im Vergleich zur eisfreien Wasseroberfläche eine Bedeckung mit Meereis zu einer stärkeren Abkühlung der bodennahen Luftmassen und damit zur Ausbildung von Tiefdruckgebieten und zirkumpolaren Wirbeln, die den Luftmassen- bzw. Energieaustausch zwischen hohen und niederen Breiten stärker einschränken. Die „Sperrschicht“ Meereis verhindert außerdem den direkten Antrieb von ozeanischen Oberflächenströmungen durch Wind (STEPHENS & KEELING 2000).

Gerade für das Prozessverständnis der atmosphärischen CO_2 -Schwankungen zwischen Eiszeiten und Warmzeiten spielt der Gasaustausch zwischen tiefem Ozean und Atmosphäre eine wesentliche Rolle, insbesondere im Südozean (SIGMAN et al. 2010, WATSON et al. 2014; siehe Abb. 40). Während der Eiszeiten trug die Speicherung von CO_2 im tiefen Ozean im Zusammenwirken mit der biologischen Kohlenstoffpumpe zur Reduzierung der atmosphärischen CO_2 -Gehalte bei. Das Auftriebsgeschehen im Bereich der Polarfront ermöglicht heute das Aufsteigen alter nährstoff- und CO_2 -reicher Tiefenwässer bis an die Wasseroberfläche und damit eine CO_2 -Abgabe an die Atmosphäre. Dem entgegen wirkt die hohe biologische Produktivität in der Deckschicht des Südlichen Ozeans. Über die Photosynthese entziehen die Algen dem Oberflächenwasser das CO_2 für den Aufbau ihrer Biomasse. Nach ihrem Absterben werden die organischen Überreste in den tiefen Ozean exportiert und sedimentieren am Boden (die so genannte biologische Kohlenstoffpumpe; KOHFELD et al. 2005 cum lit.). Im Südlichen Ozean kompensiert allerdings heute der anthropogen erhöhte atmosphärische CO_2 -Partialdruck eine Abgabe von Treibhausgas in die Atmosphäre. Diese Prozesse werden durch das Vorhandensein von Meereis stark beeinflusst.

Einerseits verringert die ausgedehnte Meereisdecke den Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre. Zum anderen erhöht die Meereisbildung den Salzgehalt an der Wasseroberfläche. Dies führt vor allem während der Wintermonate zu einer erhöhten Vermischung und einem Absinken oberflächennaher Wassermassen, wobei CO_2 mit in die Tiefe geführt wird (SIGMAN et al. 2010). Der Eisrückzug im Frühjahr und während der Sommermonate kurbelt hingegen die Phytoplanktonproduktivität an durch verstärkten Lichteinfall, eine erhöhte Stratifizierung der oberen Wassersäule und die Bereitstellung von Mikronährstoffen, wie z.B. Eisen. Während der Kaltzeiten war der atmosphärische Staubanteil im Vergleich zu den Warmzeiten deutlich höher, was auch zu einer verstärkten Ablagerung von Mikronährstoffen auf dem Meereis geführt haben dürfte (KOHFELD et al. 2005). Abschmelzendes Meereis führt darüber hinaus zu einer Abnahme der Salinität im Oberflächenwasser und damit zu einer stabileren Schichtung der oberen Wassersäule, die wiederum einen Austausch CO_2 -reicher Wassermassen mit der Atmosphäre einschränkt. In welchem Maße diese Mechanismen zur Reduzierung der atmosphärischen Treibhausgase während Eiszeiten beigetragen haben, wird gegenwärtig kontrovers diskutiert (FISCHER et al. 2010, KÖHLER et al. 2014). Diese Prozesse beeinflussen auch heute die Raten des ozeanisch-atmosphärischen Gasaustausches. Sie sind lokal unterschiedlich und im Detail nur wenig untersucht und daher auch in Paläoklimamodellen nur unzureichend berücksichtigt.

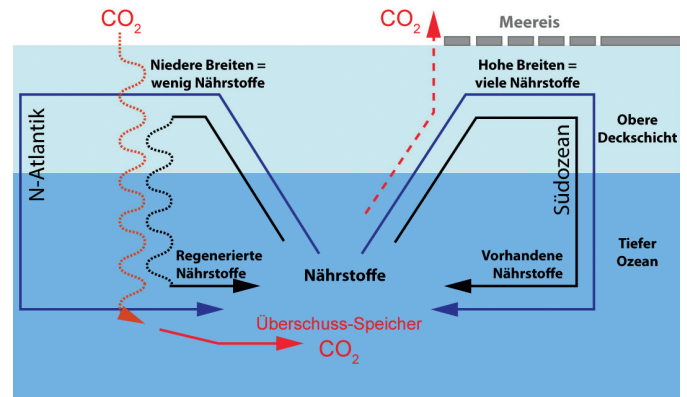


Abb. 40: Schema der ozeanischen Kohlenstoff-Pumpen zur Speicherung und Entgasung von CO_2 im Ozean. Im Nord-Atlantik (linke Seite) führt eine hoch effiziente Nutzung der vorhandenen Nährstoffe durch Phytoplankton-dominierte Primärproduktion zur Bindung von CO_2 in der Biomasse und ihren Export in den tiefen Ozean. Im Südlichen Ozean (rechte Seite) können dagegen die in größeren Mengen vorhandenen Nährstoffe nicht komplett zur Primärproduktion genutzt werden. Dort wird der in gelöster Form im Wasser vorliegende Kohlenstoff, der nicht zur Bildung von Biomasse genutzt und damit exportiert werden konnte, als überschüssiges CO_2 wieder in die Atmosphäre freigegeben (SIGMAN et al. 2010).

Fig. 40: Schematic illustration of the oceanic carbon pump that controls storage or degassing of CO_2 in the ocean. In the northern Atlantic (left side), highly efficient use of the available nutrients by phytoplankton-dominated primary production leads to bonding of CO_2 in biomass and its export to the deep ocean. In the Southern Ocean (left side), in contrast, the nutrients available in large amounts cannot entirely be used for primary production. There, the carbon dissolved in water, which is not transformed into biomass and thus exported to the sea floor, is released back into the atmosphere as excess CO_2 (SIGMAN et al. 2010).

Bezüglich der Intensität der biologischen Pumpe in den polaren Ozeanen spielt die Verwertung verfügbarer Nährstoffe eine besondere Rolle. Heutzutage repräsentieren der Südliche Ozean und der Nordpazifik sogenannte HNLC-Regionen (high-nutrient, low-chlorophyll), die zwar *per se* durch eine hohe Primärproduktion charakterisiert sind, jedoch in einem geringeren Maße, als es vom verfügbaren Nährstoffgehalt möglich wäre. Limitierender Faktor ist offenbar mangelnde Eisendüngung. Eine gängige Hypothese sieht im verstärkten Eiseneintrag während der Glazialphasen einen Motor der biologischen Produktion, der mutmaßlich zum Abbau des atmosphärischen CO_2 beigetragen haben könnte (KOHFELD et al. 2005). Als Eisenquelle wird ein verstärkter Staubeintrag in den Glazialzeiten favorisiert. Andere eiszeitliche Prozesse werden hingegen nur untergeordnet in Erwägung gezogen. So zeichnet sich der Südliche Ozean generell durch erhöhte terrigene Partikelflüsse in Glazialzeiten aus. Diese sind nicht nur auf den Staubeintrag aus Patagonien zurückzuführen, sondern resultieren auch aus verstärkter Meeresbodenerosion durch den windgetriebenen Zirkumpolarstrom sowie aus dem Eintrag von Gletscherschutt und Schmelzwässern aus den südlichen Anden und von der Antarktischen Halbinsel (DIEKMANN 2007). Abbildung 41 verdeutlicht exemplarisch den Zusammenhang zwischen biologischer Produktion und Klimawandel für den Südlichen Ozean.

Die künftige geowissenschaftliche Forschung sollte darauf abzielen, fokussierter die verschiedenen äolischen und glazialen Terrigenquellen zu erfassen. Hierbei ist es unabdingbar, direkte Sedimentbeprobungen in den kontinentalen Quellregionen vorzunehmen und sich nicht allein auf Ferndiagnosen im Ozean zu verlassen.

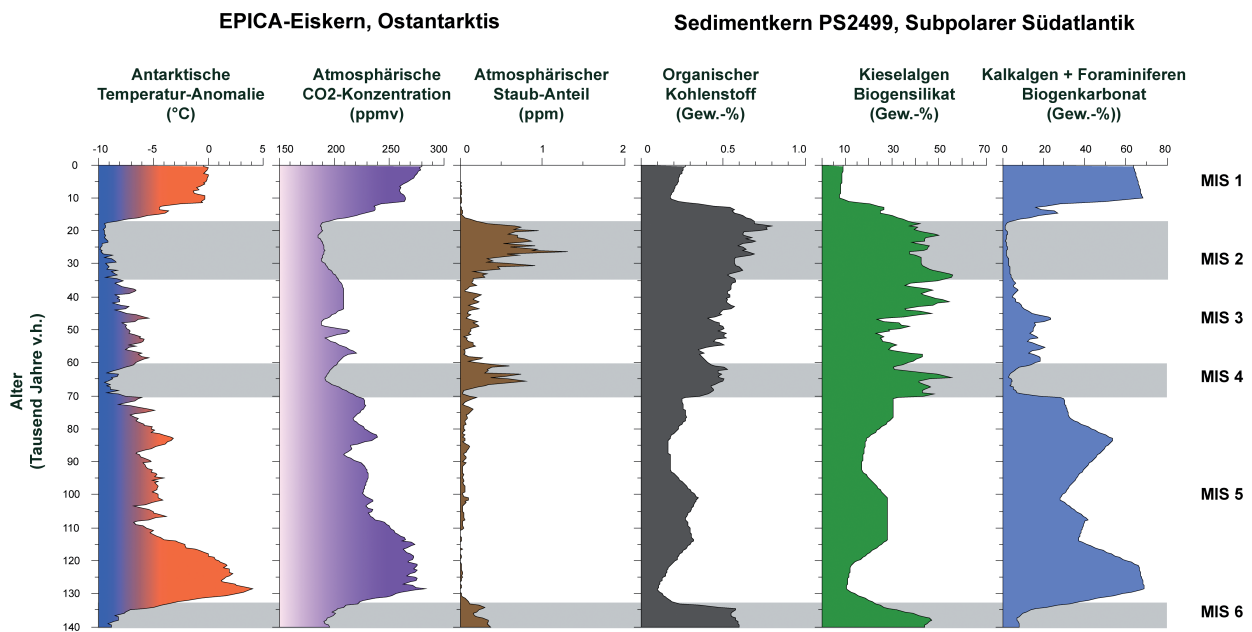


Abb. 41: Glazial-Interglazialzyklen in der Südpolarregion während der letzten sechs marinen Isotopenstadien (MIS). Grau unterlegte Perioden kennzeichnen Glazial-Phasen. Dargestellt sind ausgewählte Proxy-Daten aus dem EPICA-Dome-C-Eiskern (links) und einem marinen Sedimentkern aus dem Südlichen Ozean (rechts). Im Eiskern korrelieren in den Glazialphasen negative Temperatur-Anomalien (JOUZEL et al. 2007) mit reduzierten atmosphärischen CO₂-Konzentrationen (LÜTHI et al. 2008) und einem erhöhten Staubanteil (LAMBERT et al. 2008). Staubbündung führte möglicherweise im angrenzenden Ozean zu verstärkter biologischer Produktivität, angezeigt durch erhöhte Konzentrationen an organischem Kohlenstoff und Kieselalgen (Diatomeen) in den Meeressedimenten (DIEKMANN 2007). Da die Atmosphäre und die ozeanische Deckschicht im Gleichgewicht stehen hat die verstärkte Aktivität der biologischen Pumpe in Glazialzeiten einen Beitrag zum Abbau des atmosphärischen Kohlendioxids geleistet (Grafik: B. Diekmann).

Fig. 41: Glacial-Interglacial cycles in the southern high latitudes during the past six Marine Isotope Stages (MIS). Grey shading indicates glacial periods. The figure shows selected proxy data from the EPICA Dome C ice core (left) and a marine sediment core from the Southern Ocean (right). In the ice core, negative temperature anomalies during glacial stages (JOUZEL et al. 2007) correlate with lowered atmospheric CO₂ concentrations (LÜTHI et al. 2008) and elevated dust contents (LAMBERT et al. 2008). Dust fertilisation in the adjacent ocean may have led to increased biological productivity, suggested by increased concentrations of organic carbon and diatoms in the marine sediments (DIEKMANN 2007). Since the atmosphere and the oceanic surface waters are in equilibrium, the increased activity of the biological pump has contributed to the reduction of atmospheric carbon during glacial times (compilation: B. Diekmann).

Schlüsselfrage 3:

Wie variabel sind Wassermassenbildungen in Polarregionen?

Die Prozesse der Boden- und Tiefenwasserbildung im Bereich des subpolaren Nordatlantiks (Labrador- und Grönlandsee) und des polaren Südlichen Ozeans (Weddellmeer und Rossmeer) bilden den Motor für die Umwälzzirkulation im Weltozean (Abb. 42). Die Stärke dieser Zirkulation bestimmt nicht nur den ozeanischen Wärmetransport, sondern auch den Grad der Durchlüftung und damit die Sauerstoff- und CO₂-Gehalte sowie die Verteilung von Nährstoffen in den Ozeanen.

Wind, Temperatur und Salzgehalt an der Wasseroberfläche sind entscheidend für die Stärke der Tiefenwasserbildung in den polaren und subpolaren Meeresregionen. Heute führen geringe Temperaturen und hohe Salzgehalte an der Wasseroberfläche zu einer hohen Dichte der Wassermassen, so dass diese in die Tiefe absinken. In der Grönlandsee und Labradorsee wird heute Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) gebildet, im Bereich der Antarktis das Antarktische Boden- und Zwischenwasser (AABW und AAIW). In den Polarregionen sind die Oberflächenwassertemperaturen generell gering, so dass vor allem der Salzgehalt über eine Tiefenwasserbildung entscheidet. Aufgrund zu geringer Salzgehalte gibt es daher heute keine Tiefenwasserbildung im nordpazifischen Raum (WARREN 1983, TALLEY 2008).

Die Prozesse der Wassermassenbildung und der globalen Zirkulation durch den Weltozean sind nicht konstant, sondern aufgrund der Variabilität natürlicher Steuerungsmechanismen, wie Wind, Niederschlag, Meereisbildung oder Süßwassereintrag, veränderlich. Auf instrumentellen Daten beruhende, relativ kurze ozeanographische Messreihen (meist weniger als hundert Jahre) erlauben dabei die Erfassung kurzfristiger natürlicher Schwankungen der meridionalen Umwälzzirkulation, im Bestfall bis zu mehreren Dekaden. Fundamentale Änderungen der Konfiguration dieser Zirkulationsmuster und Wassermassenbildung sind aber auch anhand von paläoozeanographischen Proxys bis weit in die geologische Vergangenheit und auf Zeitskalen von Dekaden bis Jahrtausenden belegt (SARNTHEIN et al. 2000, 2002). Mit instrumentellen Daten alleine lassen sich daher keine befriedigenden Rückschlüsse auf langfristige Änderungen der globalen Meridionalen Ozeanzirkulation und ihrer Interaktion mit dem Erdklima der geologischen Vergangenheit oder der Zukunft ziehen.

Aufgrund von paläoozeanographischen Rekonstruktionen der letzten Eiszeit wissen wir, dass die meridionale Umwälzzirkulation, insbesondere im Atlantik, nicht immer stabil war, sondern abrupt innerhalb weniger Dekaden in unterschiedliche Zustände kippen kann, die dann mehrere hundert bis tausende von Jahren andauern können. Diese Klimaschwankungen auf suborbitalen Zeitskalen (Dansgaard-Oeschger-Zyklen) sind

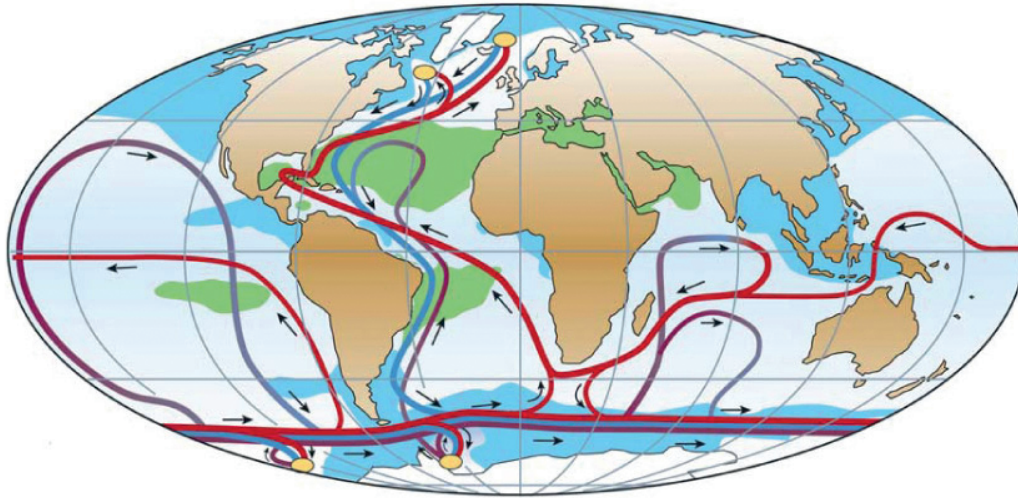


Abb. 42: Vereinfachte Darstellung der globalen Ozeanzirkulation nach KUHLEBRODT et al. (2007), mit Oberflächenwasserströmen (rote Linien), Tiefenwasserströmen (blaue Linien) und Bildungsregionen von Tiefenwassermassen (gelbe Kreise). Die meridionale Umwälzzirkulation bildet einen Kreislauf zwischen Oberflächenwasser- und Tiefenwasserströmen. Dieser wird in den subpolaren und polaren Regionen durch die Bildung von Tiefenwassermassen angetrieben, was sie zu Schlüsselregionen in der globalen Übertragung und Transformation von Klimaänderungen macht. Eine wesentliche Rolle nimmt dabei die Bildung des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) im nördlichen Atlantik ein. Die zentrale Schaltstelle stellt jedoch der Südliche Ozean dar, an den drei große Ozeanbecken (Atlantik, Indik, Pazifik) angebunden und über den Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC) vernetzt sind, wodurch dort die bedeutenden Wassermassen des Weltozeans aufeinander treffen, vermischt oder neu gebildet werden.

Fig. 42: Simplified image of the global oceanic circulation after KUHLEBRODT et al. (2007), with surface water currents (red lines), deep-water currents (blue lines), and formation areas of deep-water masses (yellow circles). The meridional overturning circulation represents a circuit between surface and deep-water currents. This circuit is driven by the formation of deep-water masses in the subpolar and polar regions, which makes them key regions for the global transformation of climatic changes. An important role in this respect plays the formation of North Atlantic Deep Water (NADW) in the northern Atlantic. The central hub, however, is located in the Southern Ocean, where three large basins (Atlantic, Indian, and Pacific Ocean) are joined and connected via the Antarctic Circumpolar Current (ACC), which converges, mixes, or forms many important water masses of the World Ocean.

sowohl aus Eiskernen als auch aus marinen und terrestrischen Sedimentabfolgen bekannt. Wir kennen den Interstadialmodus mit verstärkter Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) und einem erhöhten Wärmetransfer in den nördlichen Atlantik durch den Golfstrom sowie zwei Stadialmodi, einen mit reduzierter NADW-Bildung und einen, bei dem die Bildung von NADW und der Wärmetransport durch den Golfstrom nahezu zum Erliegen kam (SARNTHEIN et al. 1995). Ursache waren jeweils erhöhte Süßwassereinträge (Flüsse, Schmelzwasser) in den Nordatlantik. Dadurch wurden die Salzgehalte an der Wasseroberfläche so stark herabgesetzt, dass sie die Bildung von NADW reduzierten oder sogar verhiinderten (RAHMSTORF 2002).

Weit weniger verstanden ist dem gegenüber, welche globalen Auswirkungen die abrupten Klimawechsel in der Region des Nordatlantiks hatten. Es mehren sich Hinweise darauf, dass die Klimawechsel mit weltweiten Änderungen in den Tiefenströmungen der Ozeane einher gegangen sind. So weisen mehrere Untersuchungen darauf hin, dass die stark reduzierte Bildung von NADW während der Stadialmodi mit einer erhöhten Bildung und Ausbreitung von gering ventiliertem und nährstoffreichem Antarktischen Bodenwasser (AABW) korrespondiert. Aktuell wird für diese Zeiten sogar eine heute nicht existente Tiefenwasserbildung, bzw. verstärkte Bildung von Zwischenwasser im subarktischen Nordpazifik kontrovers diskutiert (OKAZAKI et al. 2010, MAX et al. 2014).

Da der Ozean sechzig Mal mehr CO_2 als die Atmosphäre enthält, waren einige dieser Änderungen auch mit deutlichen Schwankungen in den atmosphärischen CO_2 -Gehalten verbunden. Ein wichtiges Ergebnis der Paläorekonstruktionen und der Paläomodellierung ist, dass die Prozesse der Tiefen-

wasserbildung mit kritischen Schwellenwerten verknüpft sind, bei deren Überschreiten sich die Zirkulation und das Klima abrupt ändern (LENTON et al. 2008). Eine der aktuellen Aufgaben der Klimaforschung ist es daher, das Verständnis zur Variabilität der Tiefenwasserbildung in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft zu verbessern. Dies beinhaltet auch eine genauere Identifikation des Auftretens möglicher zukünftiger kritischer Schwellenpunkte in der nordatlantischen meridionalen Umwälzzirkulation (KRIEGLER et al. 2009).

Schlüsselfrage 4:

Welche Wechselwirkungen existieren zwischen Ozeanzirkulation und Kryosphäre?

Paläorekonstruktionen zur Dynamik des globalen Klimasystems haben gezeigt, dass ausgeprägte Variationen in der globalen meridionalen Umwälzzirkulation eng mit Änderungen in den polaren kontinentalen Eismassen, der Meereis- und der Schelfeisverbreitung einhergehen (CLARK et al. 2002). Diese Abhängigkeiten zeigen sich sehr eindrucksvoll für den Zeitraum des letzten Glazials (ca. 70.000-10.000 Jahre vor heute) mit massiven und kurzfristigen Temperaturschwankungen in der Antarktis und auf Grönland. Über die Synchronisation von Eisbohrkernen konnte nachgewiesen werden, dass die grönländischen und antarktischen Temperaturschwankungen entgegengesetzt verliefen (Abb. 43). Erwärmte sich der Norden, kühlte der polare Süden ab. Als Ursache dieser polaren Klimawippe werden vor allem Änderungen in der Ozeanzirkulation verantwortlich gemacht (z.B. BROECKER 1998, STOCKER 2000). Zusammenbrüche in der Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser (siehe Schlüsselfrage 3, S. 36) waren mit einem Versiegen des Golfstromes – der

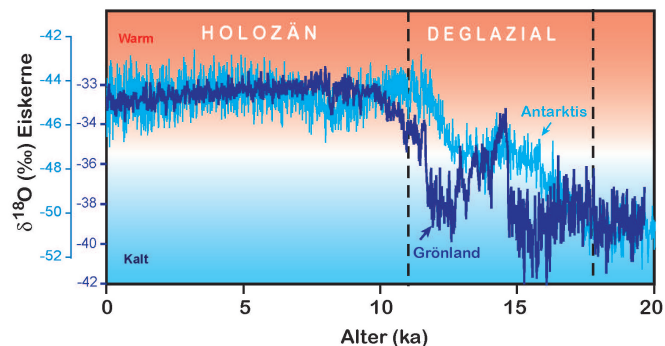


Abb. 43: Vergleich der Temperaturentwicklung während der letzten 20.000 Jahre in Grönland (dunkle Kurve) und in der Antarktis (helle Kurve), wie sie sich aus Messungen der stabilen Sauerstoffisotope in Eiskernen abbildet. Der rote Hintergrund kennzeichnet Erwärmungsphasen, der hellblaue Hintergrund Abkühlungsphasen. Aus den Kurvenverläufen wird die gegenphasige Entwicklung der Temperaturen in der Nord- und in der Südhemisphäre vor mehr als 10.000 Jahren deutlich. Dieses Phänomen bezeichnet man als bipolare Klimawippe oder „bipolar seesaw“ (STOCKER 2003, BARKER et al. 2009, 2011).

Fig. 43: Comparison of the temperature development during the past 20.000 years in Greenland (dark blue line) and Antarctica (light blue line), as reflected by measurements of stable oxygen isotopes in ice cores. The red and blue backgrounds reflect warming and cooling, respectively. The data illustrate an inversely phased temperature development in the northern and southern hemisphere more than 10.000 years ago. This phenomenon is known as the so-called „bipolar seesaw“ (STOCKER 2003, BARKER et al. 2009, 2011).

Wärmepumpe im Nordatlantik – verbunden. Der reduzierte ozeanische Wärmetransport von der Südhemisphäre auf die Nordhemisphäre führte zu extremen Abkühlungsereignissen mit verstärkter Meereisverbreitung im Norden (BARKER et al. 2009). Als Folge erwärmte sich der Südatlantik, was zu einer Verringerung der antarktischen Meereisverbreitung führte. Wenn die thermohaline Umwälzung im Nordatlantik wieder anließ, kühlte die Antarktis ab (MARSHALL et al. 2014). In diesem Zusammenhang werden auch Änderungen im globalen Eisvolumen von mehreren Metern Meeresspiegelschwankung diskutiert.

Im globalen Ozeanzirkulationsschema spielen die Eismassen der Antarktis ebenfalls eine entscheidende Rolle, was jedoch aufgrund der Untersuchungsschwerpunkte vornehmlich auf der Nordhemisphäre lange nicht erkannt wurde. Hinzu kommt, dass die Auswirkungen der Eismassendynamik der Antarktis überwiegend als Fernwirkung auf die Nordhemisphäre und als globales Signal, z.B. des Eisvolumens oder des Meeresspiegels, erkannt wurden, weniger jedoch dessen Auswirkungen auf die globale thermohaline Zirkulation (MARSHALL et al. 2014).

Sollen Signale aus der Antarktis direkt beobachtet werden, dann ist der Südliche Ozean ein zentrales Untersuchungsziel. Hier wird die atmosphärische und ozeanographische Zirkulation durch Klimaänderungen in orbitalen als auch in kurzzeitigeren Zyklen stark durch das Verhalten und die Reaktion der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisdynamik beeinflusst. Für Glazialzeiten wird im Südozean die Intensivierung und die nordwärtige Verlagerung der Westwindzone angenommen, angezeigt über den Staubeintrag in Meeresbodensedimenten und seine zeitliche Korrelation mit ähnlichen Signalen aus Eiskernen (LAMY et al. 2014). Um die Antarktis verdichtet sich im Glazial die Meereiszone und eine permanente, zumindest mehrjährige Meereisbedeckung schirmt große Bereiche des Südlichen Ozeans von atmosphärischen

Austauschprozessen ab (ESPER & GERSONDE 2014, GERSONDE et al. 2005). Dies wiederum hat vermutlich große Bedeutung für Änderungen in der Ausprägung und in der Intensität der weltweit größten Meeresströmung, des Antarktischen Zirkumpolarstroms. Bislang ist noch weitgehend ungeklärt, wie sich Veränderungen des Meereises auf den Transfer von Wassermassen zwischen den unterschiedlichen Ozeanbecken auswirken. Während manche Arbeiten davon ausgehen, dass Volumentransport und Geschwindigkeit weitgehend gleich bleiben (MCCAVE et al. 2014), gehen jüngste Ergebnisse von einer Reduzierung der Strömungsgeschwindigkeiten im nördlichen Arm des Antarktischen Zirkumpolarstromes aus, wodurch kalte Wassermassen, die im Interglazial durch die Drakepassage fließen, stärker nach Norden hin abgelenkt würden (LAMY et al. 2014).

In der Scotiassee, nordöstlich der Antarktischen Halbinsel, vereinigen sich Eisberge, die mit dem Weddell-Wirbel aus dem westlichen Weddellmeer stammen, mit den Eisbergen, die von der Antarktischen Halbinsel und mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom ostwärts driften (DIEKMANN & KUHN 1999). Dieses Gebiet stellt daher eine bedeutende Eisberg-Passage dar, das für große Teile der Antarktis einen repräsentativen Querschnitt für die Häufigkeit und Herkunft der Eisberge liefert. Wie im Norden finden sich auch hier Schübe mit erhöhten Flüssen an eistransportiertem Gesteinsschutt (IRD), die mit Phasen verstärkten Meeresspiegelanstiegs und Destabilisierung der Antarktischen Eismassen einhergehen (WEBER et al. 2014).

Ein Rückgang der Antarktischen Eisschilde führt zu einem verstärkten Eintrag von Süßwasser in den Südlichen Ozean, was die regionale und globale thermohaline Zirkulation erheblich beeinflussen dürfte. Besonders gut ist dieser Schmelzwassereintrag und die daran gekoppelten geobiochemischen Prozesse heute und für das späte Holozän in der Umgebung der subantarktischen Inseln zu beobachten; beispielsweise auf King George Island und auf Südgeorgien (DICKENS et al. 2014, HASS et al. 2010, MONIEN et al. 2011, WÖFL et al. 2014). Dort ist die Erwärmung auch am weitesten fortgeschritten, so dass hier Prozessstudien zu einer möglichen zukünftigen Entwicklung weiterer Gebiete der Antarktis geplant sind. Aber auch die ausgedehnten Schelfeisgebiete der Antarktis befinden sich im Abtauprozess (HELLMER et al. 2012).

Gegenwärtig werden insbesondere die Interaktionen an der Grenzfläche zwischen Eisschilden und Ozean untersucht, um einerseits unser hier noch sehr lückenhaftes Prozessverständnis zu verbessern und andererseits die Wechselwirkungen in Modellen hinreichend genau beschreiben zu können.

Land und Permafrost

Die polaren Landgebiete haben vielfältige Einflüsse auf das globale Klimasystem. Beispielsweise wirken sich Art und Dichte der Vegetationsdecke durch ihre spezifischen Reflexionseigenschaften (Albedo) direkt auf den Wärmehaushalt der Erde aus. In gleicher Weise kontrollieren Veränderungen in der Schnee- und Eisbedeckung oder im Überflutungsgrad durch Meer- oder Seewasser den Wärmehaushalt. Darüber hinaus nimmt der Permafrost – der ähnlich wie Gletschereis und polare Meereisdecken ein Ergebnis langfristiger, kontinu-

ierlich kalter Klimabedingungen ist – seit einigen Jahren einen immer wichtigeren Raum in der aktuellen Klimadiskussion ein. Veränderungen in den thermischen und hydrologischen Eigenschaften der Permafrostlandschaften haben einen direkten Einfluss auf die jeweiligen Vegetationsgemeinschaften und Lebenswelten.

Der in den gefrorenen Sedimenten gespeicherte organische Kohlenstoff spielt zudem eine wichtige Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf (SCHUUR et al. 2015). Eine Erwärmung des gefrorenen Untergrundes kann zur Zunahme der saisonalen Auftauzone, zum verstärkten mikrobiellen Abbau von organischer Substanz und damit zur verstärkten Freisetzung von klimarelevanten Spurengasen wie Kohlendioxid (CO₂) und Methan (CH₄) führen.

In der Antarktis ist die Bedeutung der Landgebiete für den Wärmehaushalt und die Stoffkreisläufe der Erde aufgrund ihres geringen Flächenanteils von nur wenigen Prozent heute und in der jüngeren geologischen Vergangenheit vernachlässigbar. Hier liegt die Bedeutung der eisfreien Gebiete eher im Zugang zu den Gesteinen und Sedimenten, mit denen der geologische Aufbau des Kontinentes und die Geschichte der eisfreien Regionen studiert und rekonstruiert werden können.

Anders sieht das in der Arktis aus, wo der flächenhafte Anteil wesentlich höher und über die vergangenen Glazial- und Inter-glazialzeiten deutlich variabler war. Entsprechend tritt in der Arktis heute fast der gesamte Teil des weltweiten Permafrosts auf, der mit etwa 22,8 Millionen km² insgesamt etwa 24 % des Festlandes der Erde unterlagert (ZHANG et al. 1999; Abb. 44).

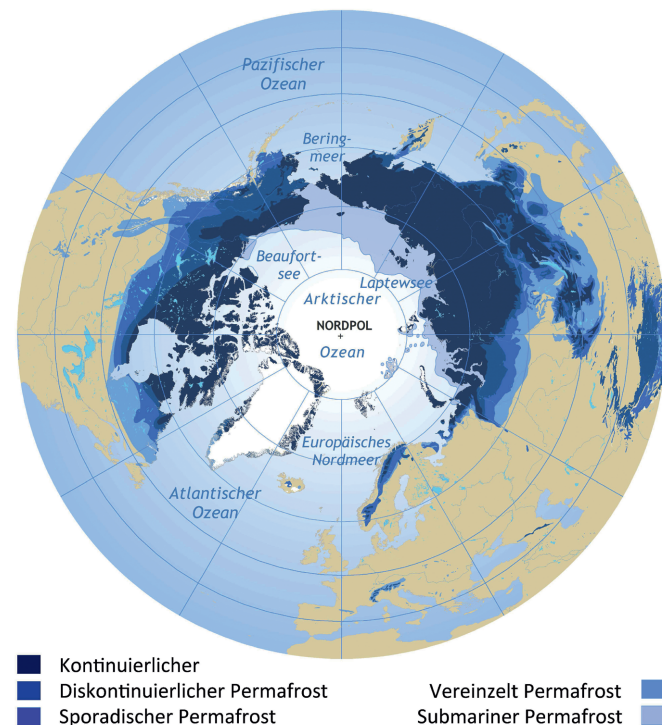


Abb. 44: Zirkumarktische Verbreitung von terrestrischem und submarinem Permafrost, sowie der von submarinem Permafrost beeinflussten Küsten (nach BROWN et al. 1998).

Fig. 44: Circum-Arctic distribution of terrestrial and submarine permafrost, and the coasts being influenced by submarine permafrost (after BROWN et al. 1998).

Schlüsselfragen zu Land und Permafrost

- (1) Wie schnell reagiert die periglaziale Umwelt auf externe und sich selbstverstärkende Einflüsse?
- (2) Wie stabil verhält sich der Permafrost der Arktis gegenüber Klimaänderungen?
- (3) Was ist der Beitrag der polaren Landgebiete zu globalen Stoff- und Energiekreisläufen?

Schlüsselfrage 1:

Wie schnell reagiert die periglaziale Umwelt auf externe und sich selbstverstärkende Einflüsse?

Lange Zeit wurde davon ausgegangen, dass sich fast alle der heute eisfreien Gebiete der Antarktis erst am Ende der letzten Eiszeit gebildet haben, als sich das Eis vom Schelfrand landwärts zurückgezogen und auch in der Mächtigkeit abgenommen hat. In den letzten Jahren wurden jedoch zunehmend Ergebnisse erarbeitet, die darauf hindeuten, dass die jüngste Vereisungsgeschichte komplexer war, mit eisfreien Regionen auch während der Marinen Isotopenstadien MIS 2 und MIS 3, zeitgleich höheren wie niedrigeren Eisständen gegenüber heute in der Vergangenheit sowie zirkum-antarktisch nicht immer korrelierten Eisvorstößen und Rückzügen (z.B. MACKINTOSH et al. 2014).

Vor diesem Hintergrund gibt es derzeit keine belastbaren Prognosen, wie und mit welchen Geschwindigkeiten sich die antarktischen Landgebiete im Zuge des Klimawandels mittelfristig entwickeln könnten. Ein Schlüssel für ein besseres Verständnis der Stabilität bzw. Labilität der eisfreien Gebiete in der Antarktis gegenüber äußeren Einflüssen liegt in verbesserten Rekonstruktionen der quartären Umweltgeschichte in diesen Regionen. Die Erkenntnisse müssen mit Untersuchungsergebnissen zur Subglazialmorphologie und zu den heutigen isostatischen Ausgleichsbewegungen ergänzt und zum Antrieb von hochauflösenden Eisschildmodellierungen genutzt werden, mit denen die vergangenen und zukünftigen Entwicklungen simuliert werden.

In der Arktis können nach neueren Untersuchungsergebnissen verschiedene Arten von Störungen das thermische, hydrologische und ökologische Gleichgewicht der Permafrostlandschaften beeinflussen. Dabei können regional und kontinuierlich einwirkende von lokal und relativ schnell wirkenden Störungen unterschieden werden (GROSSE et al. 2011). Zu ersteren zählt das oberflächennahe Tauen des Permafrosts durch höhere Lufttemperaturen, Veränderungen des hydrologischen Regimes durch veränderte Niederschlagsbilanzen oder eine Verschiebung in der Zusammensetzung von Vegetationsgemeinschaften. Zu letzteren gehören z.B. Waldbrände, Thermokarstprozesse, d.h. das Absinken der Geländeoberfläche durch lokales Austauen von Eis, oder das plötzliche Drainieren von Seen. Meist wirken mehrere dieser Störungen zusammen oder bedingen sich gegenseitig, z.B. können Waldbrände Thermokarst auslösen. Die Reaktion der betroffenen Landschaft auf bestimmte Störungen ist daher ein komplexes Zusammenspiel verschiedenster Einflussfaktoren und regional sowie zeitlich sehr unterschiedlich. So

kann ein tieferes Auftauen des Permafrostes in Gebieten mit geringem Reliefgradienten und hohem Eisgehalt zu einer vermehrten Bildung von Thermokarstseen führen, in Gebieten mit höherem Reliefgradienten dagegen zum plötzlichen Drainieren von bestehenden Thermokarstseen.

Bei Nachlassen oder Aussetzen der Störung wird der Landschaftszustand vor Störungsbeginn oft nicht wieder erreicht, sondern es stellt sich ein neues Gleichgewicht ein, angepasst an die veränderten Bedingungen. Solche Änderungen sind fast immer auch mit Änderungen im Stoffkreislauf verbunden. Bisher sind allerdings weder lokal wirksame Störungen noch entsprechende Änderungen im Stoffkreislauf adäquat in regionalen numerischen Modellierungen berücksichtigt. Hier stellt sich die Herausforderung, die Heterogenität der Landschaft und die darin ablaufenden Prozesse so abzubilden, dass verallgemeinerbare Aussagen zur Abschätzung zukünftiger Veränderungen durch externe Einflüsse möglich werden. Dazu ist es nötig, bisher nur für spezifische Regionen durchgeführte Untersuchungen in andere Gebiete mit anderen Umweltcharakteristika zu erweitern sowie auf verschiedenen Zeitskalen zu betrachten.

Endgültige großräumige und langfristige Veränderungen der polaren Umwelt, die sich in der Wechselwirkung zwischen

Land und Meer sowie zwischen Land und Atmosphäre vollziehen, lassen sich weiterhin nur in geologischen Zeiträumen von Jahrtausenden und nur zirkumpolar durch die Erforschung der vergangenen (quartären) Umweltdynamik erfassen. Dazu muss das Paläoumweltdatennetz vereinheitlicht, verdichtet und numerisch (statistisch) besser auswertbar werden. Außerdem müssen verstärkt typische Gebiete gefunden werden, in denen die Wechselwirkungen verschiedener polarer Umweltsysteme, z.B. glazial-periglazial-marin erforscht werden können. Schließlich müssen die punktuellen Informationen zu den Klima- und Umweltbedingungen in der geologischen Vergangenheit in regionale und globale Klimamodelle einfließen, mit deren Hilfe großräumigere Aussagen gemacht sowie der Wärmehaushalt und die Stoffflüsse quantifiziert werden können.

Diese Arbeiten sollten sich auf Zeitabschnitte konzentrieren, in denen die Temperaturen über den heutigen Werten lagen, was in einzelnen Warmzeiten des Quartärs der Fall war (Abb. 45). Beispielsweise konnten im einzigen zur Zeit verfügbaren Langzeitarchiv des terrestrischen Klimawandels in der Arktis, in den Bohrkernen des Elgygytyn-Kratersees, so genannte Superinterglaziale nachgewiesen werden (u.a. MIS 11 und 31; MELLES et al. 2012). Zu diesen Zeiten lagen die Sommer-temperaturen 4 bis 5 °C und die Niederschläge bis zu 300

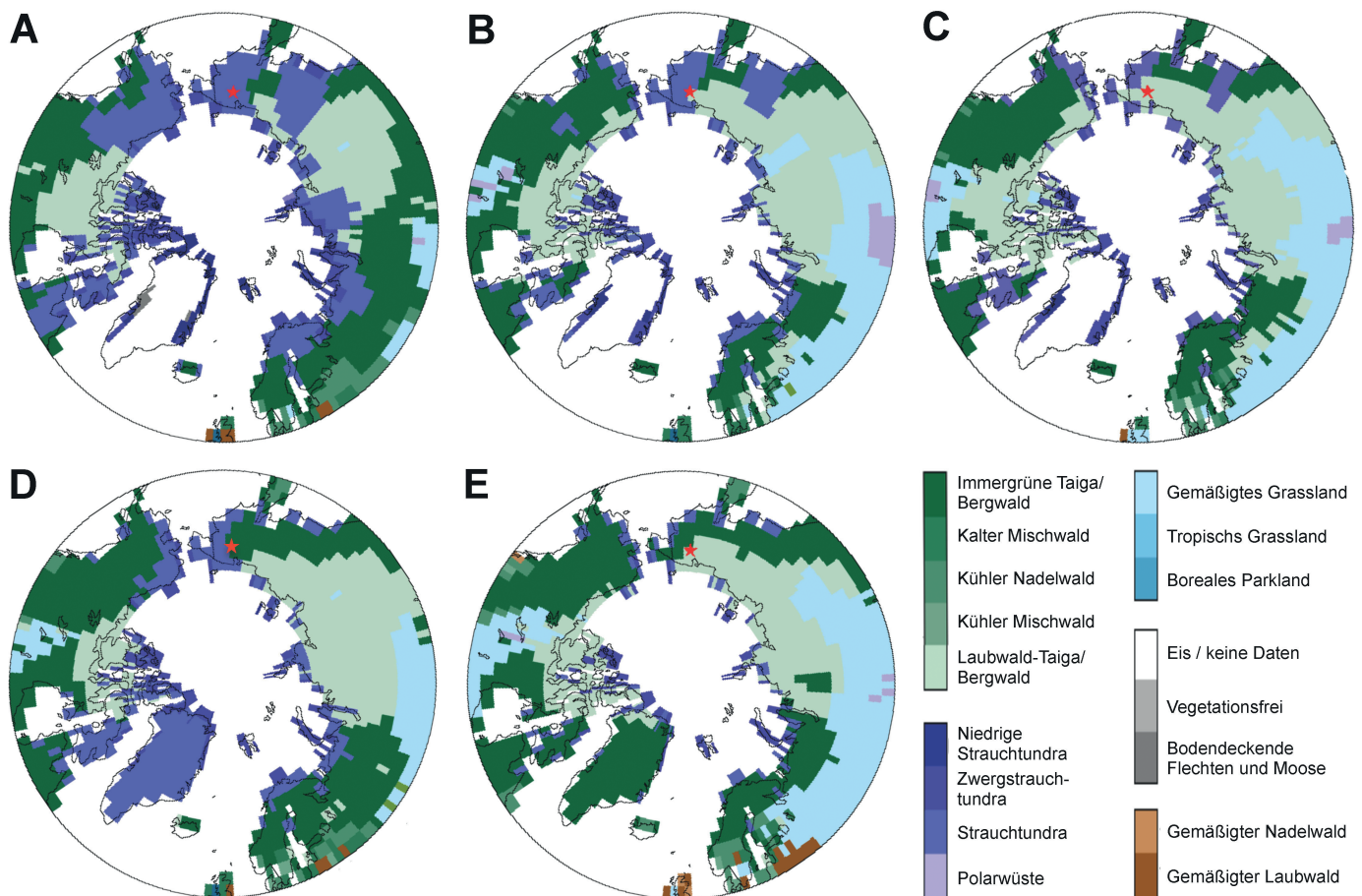


Abb. 45: Simulationen der arktischen Vegetation (BIOME4, interaktiv mit einem globalen Zirkulationsmodell, GCM, gekoppelt) während verschiedener Interglaziale auf der Grundlage von Temperaturrekonstruktionen aus Pollendaten des Elgygytyn-Sees, Tschukotka (roter Stern). A = vorindustrieller Kontrolllauf; B = Marines Isotopenstadium 1 (MIS 1); C = MIS 5e; D = MIS 11c; E = MIS 31 (nach MELLES et al. 2012).

Fig. 45: Simulations of Arctic vegetation (BIOME4, interactively coupled to a Global Circulation Model, GCM) during different interglacials, based upon temperature reconstructions from pollen data of Lake El'gygytyn, Chukotka (red star). A: preindustrial control run; B: Marine Isotope Stage 1 (MIS 1); C: MIS 5e; D: MIS 11c; E = MIS 31 (after MELLES et al. 2012).

mm über den heute üblichen Werten. Für die Eem-Warmzeit (MIS 5.5) wurden bis zu 9 °C höhere Sommertemperaturen als heute an der arktischen Küste Ostsibiriens nachgewiesen, die jedoch teilweise mit einer damals weiter entfernten Küste im Zusammenhang standen (KIENAST et al. 2011). Die Botschaft aus diesen Paläodaten vermittelt die Erkenntnis, dass derartige Temperaturerhöhungen nicht unwahrscheinlich sind. Sie sprechen für die hohe Sensibilität der Arktis im Brennpunkt des vorzeitlichen und heutigen Klimawandels. Tatsächlich gehen aktuelle Prognosen für die Arktis von einem Temperaturanstieg in ähnlicher Größenordnung bis zum Ende des laufenden Jahrhunderts aus (IPCC 2013).

Neben den langfristigen interglazialen Klimaschwankungen zeichnen sich die sibirischen Periglazialräume auch durch markante dekadische bis hundertjährige Klimazyklen aus, die insbesondere den Feuchtigkeitshaushalt und die Thermokarstaktivität beeinflussen aber bisher noch nicht im Detail verstanden sind. Inwieweit eine derartige interne Variabilität des regionalen Klimasystems generelle Klimatrends verstärkt bzw. solchen entgegen wirkt, gehört zu den künftigen Fragestellungen für ein besseres Verständnis von periglazialen Prozessen im Erdsystem.

Schlüsselfrage 2:

Wie stabil verhält sich der Permafrost der Arktis gegenüber Klimaänderungen?

Die Entwicklung, Stabilität und Degradation von Permafrost war während der letzten 2 Millionen Jahre immer an die natürlichen Klimaschwankungen der quartären Kalt- und Warmzeiten gebunden (SACHS et al. 2011). Kaltzeiten waren dabei die Perioden weiträumiger Bildung und Verstärkung von Permafrost, während Warmzeiten durch flächenhafte Degradation von Permafrost gekennzeichnet waren. Generell wurden mehrfach starke paläogeographische und hydrologische und damit einhergehende ökologische Veränderungen festgestellt, die sich mit den globalen Klimaschwankungen korrelieren lassen und die Klimasensitivität des Permafrostsystems und der auf ihr beruhenden Landschaften und Ökosysteme belegen. Als besonders empfindlich gegenüber Klimaerwärmung werden die spätpleistozänen Eiskomplex-Ablagerungen eingeschätzt, da sie zu >70 % aus Eis bestehen (Abb. 46). Sie enthalten in großem Umfang organischen Kohlenstoff in Form von schwach zersetztem Pflanzenmaterial.

Da der Untergrund in weiten Teilen der Arktis bis in mehrere hundert Meter Tiefe dauerhaft gefroren ist (s. Abb. 44) und sich kurzfristige Schwankungen der Lufttemperatur nur in die oberen Meter nachverfolgen lassen, reagieren Permafrostablagerungen in der Tiefe verhältnismäßig träge auf Klimaänderungen. Allerdings zeigen Daten eines zirkumarktischen Messnetzes für viele arktische Regionen noch in 10-20 m Tiefe einen Anstieg der Permafrosttemperaturen im Verlauf der letzten Jahrzehnte bis zu 2 °C an (ROMANOVSKI et al. 2010).

Die Stabilität von küstennahem und submarinem Permafrost (s. Abb. 44) hängt von Veränderungen der Meerwassertemperatur und des Meerwasser-Salzgehalts, von der Meereisdicke und der Meereisbedeckung sowie von der Küstenmorphologie ab (LANTUIT et al. 2011). Der Anstieg der



Abb. 46: Eisreicher Permafrost an der Südküste der Insel Bol'shoy Lyakhovsky, Neusibirische Inseln (Foto: L. Schirrmeister).

Fig. 46: Ice-rich permafrost at the southern coast of the island Bol'shoy Lyakhovsky, New Siberian Archipelago (photo: L. Schirrmeister).

Lufttemperatur kann zu verstärktem Auftauen von Landpermafrost führen und damit zu erhöhtem Stoffeintrag ins Meer, verbunden mit höheren Abflussraten der Flüsse. Diese transportieren relativ warmes Wasser und mehr Material ins Meer, wodurch sich die Meerwassertemperatur erhöht und der Salzgehalt abnimmt. Zudem verstärkt sich durch erhöhte Lufttemperaturen die Destabilisierung von Küstenpermafrost in den Sommermonaten.

Durch die zeitlich und räumlich abnehmende Meereisbedeckung des Arktischen Ozeans und die ansteigende Lufttemperatur erhöht sich die mittlere Temperatur der küstennahen Gewässer. Der mittlere Meeresspiegel erhöht sich durch verlängerte Windlaufzeiten. Zusammen führt dies zu einer höheren Erosion der eisreichen Permafrostküsten. Umgekehrt reduziert die abnehmende Meereisdicke und Meereisbedeckung im küstennahen Bereich die Entstehung von stark salzigem Bodenwasser, was die Degradation von submarinem Permafrost einschränkt.

Insgesamt lassen aber das Ansteigen des Meeresspiegels zusammen mit der zeitlich und räumlich abnehmenden Meereisbedeckung eine zunehmende Destabilisierung der arktischen Festlandsküsten, insbesondere der weit verbreiteten Permafrostküsten, und damit verbunden, eine verstärkte Erosion der Küsten erwarten. Festgesteinsküsten in der Arktis sind davon ausgenommen.

Während die Einflussfaktoren auf die Permafroststabilität inzwischen recht gut bekannt sind, ist es aufgrund der bislang lückenhaften Datensätze zu den heutigen Bedingungen sowie der komplexen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Umweltveränderungen noch ein recht weiter Weg, die zukünftigen Entwicklungen der Permafrostlandschaften und ihrer Einflüsse auf das Klimasystem mit hinreichender Genauigkeit zu prognostizieren. Es werden weitere Geländedaten zu den heutigen Bedingungen, ein besseres Verständnis der Permafrostgeschichte und eine komplexere numerische Modellierung unter Einbeziehung dieser Erkenntnisse benötigt.

Schlüsselfrage 3:

Was ist der Beitrag der polaren Landgebiete zu globalen Stoff- und Energiekreisläufen?

Wo Permafrost taut, schmilzt das Grundeis, senkt sich die Landoberfläche und es entstehen Senken und Seen, durch die das lokale hydrologische Regime und Ökosystem grundlegend verändert werden. Diese Entwicklung wirkt sich erheblich auf den natürlichen Kohlenstoffkreislauf aus. Der verstärkte Abbau von fossilem organischen Kohlenstoff kann zu einer verstärkten Freisetzung der Treibhausgase CH_4 und CO_2 führen (SCHUUR et al. 2009, 2015; Abb. 47). Damit würde sich die über Jahrtausende stabile polare Kohlenstoffs Senke in eine Quelle verwandeln. Aufgrund der Größe der von Permafrost beeinflussten Gebiete und der großen Mengen darin gespeicherten organischen Kohlenstoffs kann dies einen starken Rückkopplungsprozess auf das Klima in Gang setzen.

Ob dies bereits der Fall ist, ist noch unklar, da die Entwicklung von Mooren durch verstärktes Pflanzenwachstum auch eine verstärkte Aufnahme von CO_2 zur Folge haben kann (SIEGERT et al. 1999). Für die aktuelle Emission von CH_4 gibt es zu wenige Messdaten, um zuverlässige Abschätzungen der Änderungsraten vorzunehmen. Die meisten Abschätzungen basieren auf punktuellen Messungen, die auf große Flächen extrapoliert wurden, oder auf globalen Messungen, die bestimmten Gebieten zugeordnet werden. Durch die sehr heterogene Verteilung der Quellen und Senken von CH_4 weisen die Schätzungen große Unsicherheiten auf.

Bevor gesicherte Angaben zu Treibhausgasemissionen aus arktischen Landgebieten gemacht werden können, sind genauere Aussagen zur Entwicklung der Hydrologie erforderlich. Ob ein tauendes Gebiet zukünftig drainiert, austrocknet oder sich zu einem Sumpfgebiet entwickelt, ist entscheidend dafür, ob CH_4 oder CO_2 emittiert oder gar CO_2 durch erhöhtes Pflanzenwachstum der Atmosphäre entzogen wird. So wurde in den letzten Jahrzehnten in der Arktis eine Zunahme des Pflanzenwachstums in der Tundra festgestellt, sowie eine Ausbreitung der Strauchvegetation und eine Verschiebung der Baumgrenze nach Norden (PEARSON et al. 2013). Dieses verstärkte Pflan-

zenwachstum kann der Atmosphäre erhebliche Mengen an CO_2 entziehen. Gleichzeitig hat aber die Verschiebung von Vegetationszonen in der Arktis durch die Ausbreitung der dunkleren Taiga Rückwirkungen auf die Strahlungsbilanz der Landoberfläche.

Um den gegenwärtigen Zustand der polaren Landgebiete hinsichtlich Temperatur, Wasserhaushalt, Emission von Treibhausgasen und Landschaftsentwicklung genauer zu erfassen, ist ein umfangreiches Beobachtungsnetzwerk erforderlich, in dem Fernerkundung, Modellierung, Langzeitmessungen und detaillierte Prozessstudien noch besser aufeinander abgestimmt werden müssen.

POLITISCHE UND TECHNISCHE RAHMENBEDINGUNGEN

Geowissenschaftler haben die deutsche Polarforschung seit ihrem Beginn im 19. Jahrhundert entscheidend mit geprägt. Wichtige Rahmenbedingungen für die heutige Situation wurden in den 1970er Jahren geschaffen, als die DDR (1974) und die Bundesrepublik (1979) dem Antarktisvertrag beitraten. Voraussetzungen für die Beitritte wurden u.a. durch folgende Aktivitäten geschaffen: (a) Geowissenschaftliche Arbeiten von DDR-Geologen von sowjetischen Stationen aus (seit 1959); (b) Geophysikalische Messfahrten der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in das Weddell- und das Rossmeer (ab 1978) und geologische Feldarbeiten der BGR im Nord-Viktoraland (ab 1979).

Als konsequente Folgeschritte des Beitritts wurden bis 1982 das Alfred-Wegener-Institut für Polarforschung (AWI) gegründet sowie das eisbrechende Forschungsschiff „Polarstern“ und die wissenschaftlichen Observatorien an der „Georg von Neumayer Station“ in Betrieb genommen. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) wurde 1978 Mitglied im internationalen Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) und schuf durch das Schwerpunktprogramm (SPP) „Antarktisforschung“ die Voraussetzungen für die Beteiligung von Universitätswissenschaftlern an der Polarforschung.

Ausgehend von seegeophysikalischen Untersuchungen der BGR an den Kontinentalrändern Grönlands und Spitzbergens (1974-1977) lebte auch die deutsche Arktisforschung wieder auf, mit Projekten sowohl im Arktischen Ozean als auch – in Zusammenarbeit mit den Anrainerstaaten – in den arktischen Landgebieten. Dies führte 1991 zur Aufnahme der Bundesrepublik in das International Arctic Science Committee (IASC). Zusammen mit internationalen Partnern wurden die Forschungsstationen Koldewey auf Spitzbergen (1991) und Samoylov im russischen Lenadelta (1998) in Betrieb genommen.

Die deutsche Polarforschung basiert heute auf einem etablierten wissenschaftlichen und logistischen Netzwerk von verschiedenen nationalen Forschungseinrichtungen und Organisationen und einer sehr modernen und leistungsfähigen Infrastruktur in beiden Polargebieten. Außerdem profitiert sie von einer intensiven internationalen Einbindung, mit häufig gemeinsamer Nutzung der aufwendigen Forschungsplattformen, und kann teilweise auf spezielle Förderinstrumente zurückgreifen.

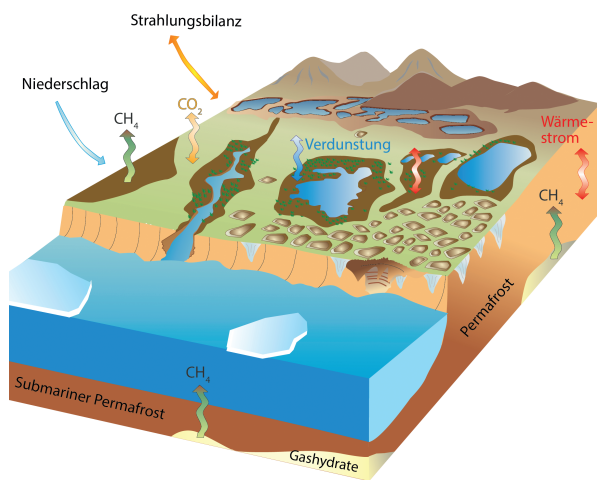


Abb. 47: Permafrostlandschaften und ihre potentiellen Quellen für Treibhausgase (BOIKE et al. 2015).

Fig. 47: Permafrost landscapes and their potential sources for greenhouse gases (BOIKE et al. 2015).

Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung (AWI)

Ausgehend von den besonders sensiblen Polarregionen erforscht das Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung (AWI) Zusammenhänge des weltweiten Klimas und der speziellen Ökosysteme im Meer und an Land, vor allem Veränderungen der globalen Umwelt und des Erdsystems, die teils natürlich und teils durch den Menschen hervorgerufen sind.

Das AWI ist Mitglied der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren und wird überwiegend vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziert. Das Institut ist die verantwortliche Stelle für die wissenschaftliche, logistische und technische Koordination der polaren Expeditionsvorhaben insbesondere im marinen Bereich und für die Nutzung wichtiger deutscher Infrastrukturen (z.B. Schiffe, Stationen, Großgeräte). Das eisbrechende Forschungsschiff „Polarstern“ ist die wichtigste mobile Forschungsplattform des AWI, die im Wechsel oder in Kooperation mit anderen Disziplinen auch für geowissenschaftliche Expeditionen genutzt wird. Zwei Polarflugzeuge dienen neben meteorologischen Programmen und der logistischen Unterstützung in entlegenen Eisregionen auch der Aerogeophysik zur instrumentellen Durchleuchtung des Inlandeises aus der Luft. Die vom AWI betriebenen Forschungsstationen in der Antarktis und Arktis dienen als logistische Basen und ermöglichen einen ganzjährigen meteorologischen und geophysikalischen Observationsbetrieb.

Seit 2009 beteiligt sich das AWI am international begutachteten Helmholtz-Forschungsprogramm PACES (Programme Marine, Coastal and Polar Systems: Polar Regions and Coasts in a Changing Earth System), gegenwärtig in der zweiten Laufzeit PACES II (2014-2018).

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)

Die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) ist als Fachbehörde des Bundesministeriums für Wirtschaft und Energie (BMWi) die zentrale geowissenschaftliche Beratungseinrichtung der Bundesregierung. Als nationaler geologischer Dienst nimmt die BGR zugleich zahlreiche internationale Aufgaben wahr, einschließlich geowissenschaftlicher Forschungsarbeiten in den Polargebieten. Aufgrund der nationalen Aufgabenteilung zwischen AWI und BGR obliegt der BGR insbesondere die terrestrische geowissenschaftliche Komponente. Die Erkenntnisse und Erfahrungen, die die BGR in der Polarforschung gewinnt, dienen der Beratung der Bundesressorts und werden in internationale Gremien (z.B. ATCM, Arktischer Rat, SCAR, IASC) eingebracht.

Übergeordnetes Ziel der Antarktisforschung der BGR ist die grundlegende Erforschung des geologisch-strukturellen Baus des Kontinents. Es sollen Erkenntnisse über die frühe Geschichte der Erde gewonnen werden, insbesondere über die Bildung und den Zerfall des Superkontinents Gondwana und dessen Vorläufer Rodinia, sowie indirekt über die

frühe Entwicklung des Pazifischen Ozeans. Der regionale Schwerpunkt der Arbeiten liegt im Nord-Viktorialand und der Rossmeer-Region. Dort betreibt die BGR im Rahmen des Forschungsprogramms GANOVEX (German Antarctic North Victoria Land Expedition) zwei Sommerstationen, die Lillie-Marleen-Hütte (seit 1980) und die Gondwana-Station am Rossmeer (seit 1983). In Verfolgung der umrissenen Forschungsziele wurden Expeditionen in die Shackleton Range, das zentrale Transantarktische Gebirge und weitere Bereiche der Ostantarktis organisiert.

Außerdem beteiligen sich BGR und AWI an zwei internationalen Forschungs-Bohrprojekten im Rossmeer, dem Antarctic Drilling (ANDRILL) und dem Cape Roberts Projekt (CRP), die wichtige Daten zur Klimageschichte und dem Beginn der antarktischen Vereisung liefern. Seit 1996 überwacht die BGR im Auftrag der Bundesregierung die Einhaltung des Kernwaffenstoppvertrags (CTBT) und betreibt hierfür in Zusammenarbeit mit dem AWI die Infrarotstation IS27 an der Neumayer III-Station in der Antarktis.

In der Arktis initiierte die BGR im Jahre 1992 als Reaktion auf die veränderten politischen Verhältnisse nach dem Zusammenbruch der Sowjetunion das international erfolgreiche Forschungsprogramm Circum-Arctic Structural Events (CASE). Hauptziel von CASE ist die Erfassung, Interpretation und Rekonstruktion der plattentektonischen Vorgänge, die zur Bildung des Arktischen Ozeans und der heutigen Verteilung der Landgebiete in der Arktis geführt haben. Eng mit diesen plattentektonischen Vorgängen verbunden ist die Entwicklung der Sedimentbecken an den Rändern des Arktischen Ozeans, in denen große Vorkommen an Erdgas und Erdöl vermutet werden, die für die Abschätzung des möglichen Kohlenwasserstoff-Potenzials des arktischen Raumes von zunehmender Bedeutung sind. Zur Erforschung und Einschätzung des Kohlenwasserstoffpotenzials hat die BGR 2013 das marine Schwerpunktprogramm Potenzialanalyse des Europäischen Nordmeeres und angrenzender Randmeere der Arktis (PANORAMA) gestartet, dessen Laufzeit bis 2018 geplant ist.

Die Forschung der BGR ist in langfristige internationale Kooperationsverträge und Abkommen eingebunden. Mit der kontinuierlichen Planung, Organisation und Durchführung von geowissenschaftlichen Expeditionen wird ein essentieller Beitrag für die vornehmlich grundlagenorientierte geowissenschaftliche Polarforschung geliefert, zu der sich Deutschland aus seiner Mitverantwortung gegenüber der globalen Umwelt bekannt hat. Die Bereitstellung der Logistik ermöglicht die Realisierung zahlreicher Projekte deutscher Universitäts-Institute, die insbesondere durch die DFG gefördert werden.

GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung

Das GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung in Kiel untersucht chemische, physikalische, biologische und geologische Prozesse im Ozean sowie ihre Wechselwirkung mit dem Meeresboden und der Atmosphäre. Forschungsschwerpunkte sind: Ozeanzirkulation und Klimadynamik, marine Biogeochemie, marine Ökologie und Dynamik des Ozeanbodens. In Sonderprojekten, die im Rahmen von russisch-deutschen Kooperationen umgesetzt werden, befasst sich das GEOMAR seit über 20 Jahren mit dem Umwelt-

wandel in der Arktis und angrenzenden Regionen, besonders mit den Auswirkungen des Klimawandels auf die arktischen Schelfmeere.

Helmholtz-Zentrum Potsdam – Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ)

Das GFZ in Potsdam ist das nationale Zentrum für die Erforschung der festen Erde. Das Helmholtz-Zentrum untersucht im hochkomplexen System Erde die Geosphäre mit ihren Teilsystemen und ineinandergreifenden Kreisläufen. Methodische Kernkompetenzen liegen in der Anwendung und Entwicklung von Satellitentechnologien und raumgestützten Messverfahren, im Betrieb geodätisch-geophysikalischer Messnetze, in der Tomographie der festen Erde mit Verfahren der geophysikalischen Tiefensondierung, in der Durchführung von Forschungsbohrungen, in der Labor- und Experimentiertechnik sowie in der Modellierung von Geoprozessen. Die Beiträge des GFZ zur Polarforschung betreffen unter anderem die Dynamik des grönländischen Eisschildes und den Kohlenstoffkreislauf im arktischen Permafrost.

Nationalkomitee SCAR/IASC

Das Nationalkomitee (NK) SCAR/IASC setzt die Arbeit des 1978 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Antarktis eingesetzten Landesausschusses SCAR (Scientific Committee for Antarctic Research) fort, der 1991 um das entsprechende Komitee für die Arktis, das IASC (International Arctic Science Committee) erweitert wurde. Das NK dient als nationales Korrespondenzorgan der internationalen Komitees SCAR und IASC, die Mitglieder des International Council of Scientific Unions (ICSU) sind. Außerdem plant und koordiniert das NK die Aktivitäten der deutschen Hochschulforschung auf dem Gebiet der Polarforschung zusammen mit dem AWI und der BGR. Im nationalen Bereich stimmt das NK seine Arbeit mit den für die einzelnen Bereiche der Geowissenschaften zuständigen DFG-Senatskommissionen und anderen Gremien der DFG ab.

Deutsche Gesellschaft für Polarforschung e.V. (DGP)

Die Deutsche Gesellschaft für Polarforschung (DGP) ist 1959 aus dem 1926 gegründeten Archiv für Polarforschung hervorgegangen. Ihre Aufgabe ist laut Satzung die Förderung von Wissenschaft und Forschung, also die Förderung der Polar- und Gletscherforschung in allen naturwissenschaftlichen und angrenzenden geisteswissenschaftlichen Disziplinen und Belangen, die Werbung für die Erforschung der Polar- und Eisgebiete und die Vermittlung der Forschungsergebnisse über den Kreis der jeweiligen Fachwissenschaftler hinaus. Die DGP gibt gemeinsam mit dem AWI die Zeitschrift „Polarforschung“ heraus. Ein wesentlicher Teil der Aktivitäten der Gesellschaft wird in den Arbeitskreisen (AK) geleistet. Zurzeit bestehen die Arbeitskreise Biologie, Geodäsie, Geologie und Geophysik, Geschichte der Polarforschung, Glaziologie, Permafrost und Polarlehrer.

Der AK Geologie und Geophysik der Polargebiete bildet in Deutschland inzwischen das wichtigste unabhängige und aktuelle Forum für Planungen, Informationsaustausch und Berichterstattungen zur Polarforschung auf dem Geosektor. Neben diesen laufenden Aktivitäten hat sich der AK zur Aufgabe gemacht, in Abständen von 10-15 Jahren – in Beiträgen wie dem vorliegenden Papier – Struktur und Ausrichtung der deutschen geowissenschaftlichen Polarforschung zu analysieren, ihre Bedeutung aufzuzeigen und Perspektiven für zukünftige Schwerpunkte zu umreißen.

Die DGP ist nicht nur für Fachwissenschaftler offen, sondern für alle an der Polarforschung interessierten Laien, national und international. Diese Breite und Offenheit macht die Gesellschaft besonders attraktiv. Laienmitglieder sind neben Lehrern (AK Polarlehrer) auch Bergsteiger, Journalisten, Künstler, Philatelisten, Polarreisende und Angehörige von Polarforschern der Vergangenheit. Die mehr als 500 Mitglieder der DGP sind in 17 Ländern zu Hause.

Deutsche Infrastruktur-Beiträge

Forschungsschiffe

Das Eis brechende Forschungsschiff „Polarstern“ (Abb. 48) steht im Besitz der Bundesrepublik Deutschland, vertreten durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF), und wird vom Alfred-Wegener-Institut (AWI) betrieben und von der Reederei Laeisz bereedert. Es ist ein doppelwandiger Eisbrecher, der eigens für die Arbeit in den Polarmeeren konzipiert und 1982 als eines der leistungsfähigsten Polarforschungsschiffe der Welt in Dienst gestellt wurde (GERNANDT & THIEDE 2014).

Das Schiff hat eine Länge von 118 m und einen Tiefgang von bis zu 11,2 m. Es bietet Platz für etwa 50 Personen für den Wissenschaftsbetrieb. Es ist mit mehreren Labors für vielfältige biologische, geologische, geophysikalische, glaziologische, chemische, ozeanographische und meteorologische Forschungsarbeiten ausgerüstet. Forschungsgeräte und Messinstrumente werden mit Hilfe von Kränen und Winden ausgebracht und bis in große Tiefen herabgelassen. Das Bordrechnersystem erfasst und speichert laufend meteorologische und ozeanographische Daten. Eine Landeplattform und ein Hangar erlauben das Mitführen und den Einsatz von Hubschraubern. Die „Polarstern“ wird seit der Indienstellung in beiden Polargebieten eingesetzt. In der Antarktis dient sie neben den Forschungsarbeiten auch der Versorgung der deutschen Überwinterungsstation im Weddellmeer.

Nach über 30 Jahren Einsatzzeit und mehr als 50 Expeditionen in beide Polargebiete ist gegenwärtig ein Nachfolgeschiff für die Polarstern, die „Polarstern II“, in der Planung. Dieses neue eisbrechende Forschungs- und Versorgungsschiff ist ebenfalls als bundeseigenes Schiff konzipiert und wird allein mit Mitteln des BMBF gebaut. Der Betrieb des zukünftigen Eisbrechers wird, wie bei der „Polarstern“, durch das AWI erfolgen. Das AWI hat auch den Vorsitz im wissenschaftlich-technischen Fachausschuss des Neubauprojektes. In diesem Ausschuss werden die Anforderungen der Wissenschaft an die Ausstattung des neuen Schiffes gebündelt, so dass es ein leistungsfähiges, umweltschonendes Instrument für die zukünftige



Abb. 48: Das eisbrechende Forschungsschiff „Polarstern“ auf Station in schwerem Packeis (Foto: AWI).

Fig. 48: Ice breaking research vessel “Polarstern” on station in heavy sea ice (photo: AWI)

Polarforschung wird. Nach gegenwärtigem Zeitplan soll das Schiff im Jahr 2019 an die Wissenschaft übergeben werden.

Neben der Polarstern steht der Polarforschung das deutsche Eisrand-Forschungsschiff „Maria S. Merian“ (Abb. 49) zur Verfügung. Das im Jahr 2005 in Dienst gestellte Schiff ist in Rostock beheimatet und wird vom Leibnitz-Institut für Ostseeforschung in Warnemünde (IOW) betreut. Die „Maria S. Merian“ hat eine Länge von 95 m, einen Tiefgang von bis zu 7 m und bietet Platz für 23 Personen für den wissenschaftlichen Forschungsbetrieb. Ungewöhnlich ist ihr Antrieb. Dieser erfolgt über zwei schwenkbare Propellergondeln (Pods) und einen Pumpjet, die eine sehr gute Manövrierfähigkeit sicherstellen, sowie die Möglichkeit, seine Position mittels dynamischer Positionierung exakt zu halten.

Obwohl deutlich kleiner als das FS „Polarstern“, verfügt die „Maria S. Merian“ über eine technische Ausrüstung, die fast alle gängigen Messungen und Probenahmen im offenen Wasser und in Eisrandgebieten ermöglicht. Darüber hinaus sind Labore für erste Laboranalysen des Probenmaterials an Bord vorhanden. Es können jedoch keine Hubschrauber mitgeführt werden, was beispielsweise die Möglichkeiten für Eiskundungen und Unterstützungen von Landoperationen einschränkt.



Abb. 49: Das Forschungsschiff „Maria S. Merian“ im August 2012 im Fjord Perlerfiup Kangerlua, Westgrönland (Foto: D. Voß).

Fig. 49: Research vessel “Maria S. Merian” in August 2012 in Perlerfiup Kangerlua Fjord, western Greenland (photo: D. Voß).

Probenahmetechnik

Neben konventionellen geologischen Arbeiten an Landaufschlüssen stellen Bohrungen in Lockersedimenten und Festgesteinen ein unverzichtbares Element der geowissenschaftlichen Polarforschung dar.

Im marinen Bereich lassen sich die Sedimente bis etwa 25 m Tiefe mit Oberflächenprobenahme- und Kerngeräten erschließen, die seit vielen Jahren von deutschen Forschungsschiffen eingesetzt werden (Abb. 50), beispielsweise Großkastengreifer (GKG), Multicorer (MUC), Schwerelote (SL), Kolbenlote (KOL) und Großkastenlote (GKL). Festgesteine am Meeresboden können mit Dredgen beprobt werden, die Brocken aus dem Gesteinsverband herausreißen und in Kettennetzen auffangen. Tieferen Sediment- und Gesteinsschichten werden traditionell im Rahmen internationaler Bohrprojekte erschlossen. Dabei spielen das IODP (International Ocean Discovery Program) und seine Vorgängerprogramme eine wichtige Rolle, in deren Rahmen mehrere Bohrprojekte im Südlichen Ozean sowie die ACEX (Arctic Coring Expedition) Bohrungen im Arktischen Ozean durchgeführt wurden. Die IODP-Bohrungen werden durch verschiedene marine und terrestrische Bohrprojekte im Rossmeer der Antarktis ergänzt, wie dem aktuellen ANDRILL-Projekt, sowie Land- und Seebohrungen im Elgygytyn-Krater in der Arktis, die im Rahmen des ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) abgeteufelt wurden.

Mit dem Meeresboden-Bohrgerät (MeBo) des MARUM (Zentrum für Marine Umweltwissenschaften) in Bremen wurde in den vergangenen Jahren für den marinen Bereich eine Brückentechnologie entwickelt, mit der Sedimentkerne und Hartgesteinskerne aus größerer Tiefe als mit konventionellen Loten, jedoch flacher als mit internationalen Bohrprojekten erreicht werden können. Das MARUM-MeBo kann in Wassertiefen von bis zu 2000 m eingesetzt werden. Das System wird auf dem Meeresboden abgesetzt und über eine Fernsteuerung betrieben. Ein wesentlicher Unterschied zu anderen Kerntechnologien liegt darin, dass das Bohrgestänge aus einem rotierenden Magazin bereitgestellt und am Meeresboden montiert wird. Die maximal erreichbare Bohrtiefe wird derzeit von 80 m auf 200 m erweitert.

Forschungsstationen

Im Jahr 2009 wurde die deutsche Überwinterungsstation in der Antarktis, die Neumayer-Station III (Abb. 51 des AWI, in Betrieb genommen. Wie Ihre Vorgänger, die Georg-von-Neumayer-Station und die Neumayer-Station II (Kohlberg & Janneck 2007, Gernandt et al. 2007), befindet sich diese Station auf dem Ekström-Schelfeis in der Atka-Bucht an der nordöstlichen Küste des Weddellmeeres. Anders als die Vorgänger, die im Laufe der Zeit vom Schnee mit zunehmender Mächtigkeit überdeckt wurden, steht die Neumayer-Station III auf hydraulischen Stelzen oberhalb der Schneeoberfläche (Gernandt & Huch 2009). Auf einer Plattform sind innerhalb einer Schutzhülle insgesamt 100 Container mit Wohnräumen, Küche, Messe und Hospital sowie Labors, Funkraum, Energiezentrale und Schneeschmelze untergebracht. Im Schnee unterhalb der Station befindet sich eine befahrbare Garage, die Stellplätze für Pistenbullys und



Abb. 50: Geräte zur geologischen Probenahme, die üblicherweise von deutschen Forschungsschiffen in den polaren Ozeanen eingesetzt werden. (a) = Kolbenlot (KOL) und (b) = Großkastenlot (GKL) im Kernabsatzgestell; (c) = Multi Corer (MUC) aus dem Wasser kommend; (d) = Großkastengreifer (GKG) geöffnet und beprobt und (e) geschlossen an Bord kommend; (f) = Kolbenlot (KOL) im Kernabsatzgestell an Deck; (g) = Großkastenlot (GKL) geöffnet bei der Beprobung im Sedimentlabor an Bord (Fotos: B. Diekmann).

Fig. 50: Sampling devices regularly operated on German research vessels in the Polar Oceans. (a): Piston Corer (KOL) and (b): Giant Box Corer (GKL) in core retrieval rack; (c): Multi Corer (MUC) after successful employment; (d): Box Corer (GKG) opened and subsampled and (e): closed after employment; (f): Piston Corer (KOL) in core retrieval rack on board; (g): subsampling of a Giant Box Corer (GKL) in the sedimentology laboratory on board (photos: B. Diekmann).



Motorschleitten bietet, aber auch Werkstätten, Vorrats-, Abfall- und Tankcontainer beherbergt. Die Schelfeiskante, an der die Versorgungsschiffe anlegen, liegt rund 16 Kilometer entfernt.

Ein wesentliches Merkmal der Neumayer-Station III ist die Möglichkeit, den jährlichen Schneezutrag mit Hilfe hydraulischer Hebevorrichtungen zu kompensieren. Die Gesamt-

Abb. 51: Die ganzjährig betriebene Überwinterungsstation Neumayer III auf dem Ekström-Schelfeis an der Atka Bucht im nordöstlichen Weddellmeer, Antarktis (Foto: Th. Steuer).

Fig. 51: The wintering station Neumayer III on the Ekström Ice Shelf at Atka Bay in the northeastern Weddell Sea, Antarctica (photo: Th. Steuer).

last von etwa 2300 t verteilt sich auf 16 Fundamentplatten, die wechselweise hochgezogen und mit Schnee unterfüttert werden können. Danach kann die gesamte Station angehoben werden. Im Schneegrund bleiben keine Bauteile zurück.

Die Kohnen-Station des AWI (Abb. 52a) wurde im Jahr 2001 errichtet, um im Rahmen des EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) als logistische Basis für Eisbohrungen während des antarktischen Sommers zu dienen (OERTER et al. 2009). Die Station wurde nach Heinz Kohnen (1938-1997) benannt, in den 1980er Jahren AWI-Wissenschaftler und Logistiker der ersten Stunde. Die Station besteht

aus elf Containern, die auf einer 32 m langen und 8 m breiten Plattform befestigt sind. Sie wird von Stahlpfeilern getragen, die aufgestockt werden können, sobald die Station im Schnee zu „versinken“ droht. In den Containern befinden sich Funkstation, Messe, Küche, sanitäre Einrichtungen, Schneeschmelze und zwei Schlafräume, Werkstatt, Lagerraum und Stromversorgung. Neben der Plattform können Nahrungsmittelcontainer auf Schlitten und zusätzliche Schlafmodule platziert werden. Das Treibstoffdepot besteht aus speziellen Tankcontainern, die ebenfalls auf Schlitten montiert sind. Die Kohnen-Station kann bis zu 20 Personen beherbergen. Kommunikation ist mittels Inmarsat und Kurzwellen-Funk möglich.

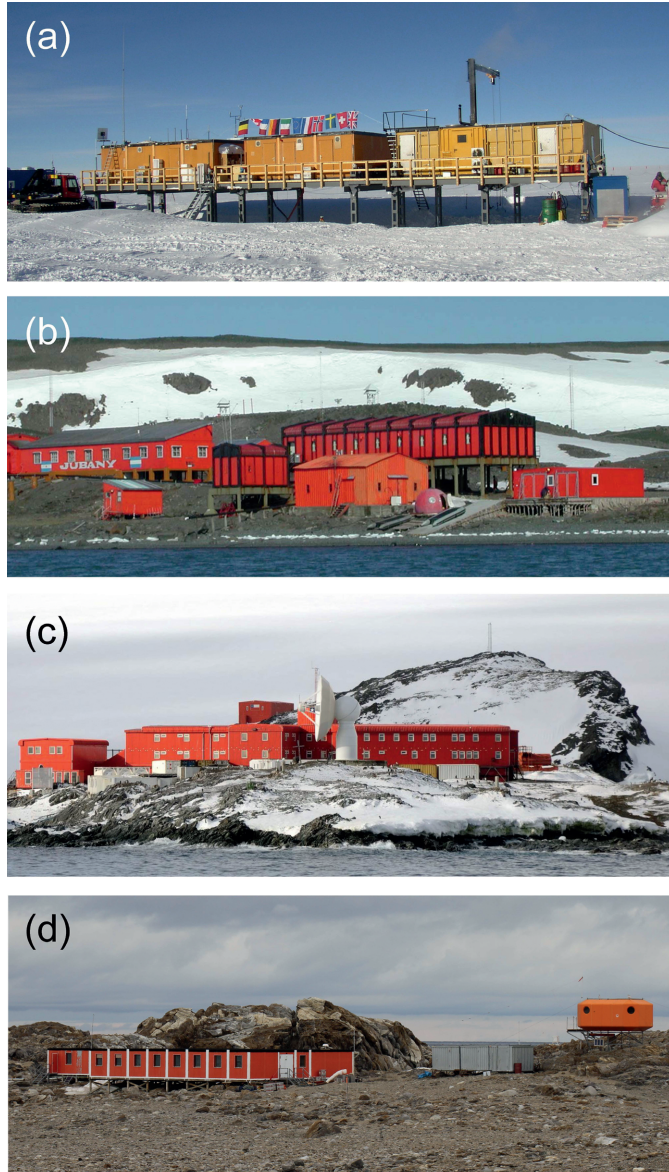


Abb. 52: Forschungsstationen in der Antarktis. (a) = Kohnen Station auf dem Polarplateau in Dronning Maud Land (Foto: AWI); (b) = Dallmann Labor auf King George Island (Foto: AWI); (c) = Station GARS O'Higgins, Antarktische Halbinsel (Foto: DLR) und (d) = Gondwana-Station im Nord-Viktoraland (Foto: BGR).

Fig. 52: Research stations in Antarctica. (a): Kohnen Station on the polar plateau in Dronning Maud Land (photo: AWI); (b): Dallmann Laboratory on King George Island (photo: AWI); (c): Station GARS O'Higgins, Antarctic Peninsula (photo: DLR); (d): Gondwana Station in northern Victoria Land (photo: BGR).

Das Dallmann-Labor auf King George Island (Süd-Shetland-Inseln), Antarktische Halbinsel (Abb. 52b), wurde 1994 vom AWI gemeinsam mit dem IAA (Instituto Antártico Argentino) an der argentinischen Station Carlini (ehemals Jubany-Station) eröffnet. Das Labor ist nur im Südsommer, von Oktober bis März, geöffnet. Es hat zwölf Wohn- und Arbeitsplätze und ist mit vier Labors, Werkstatt und Lager, einem Aquariencontainer, Tauchereinrichtungen und einigen Iglu-Hütten ausgestattet. Unterstützt durch die argentinische Logistik, bietet das Labor Biologen und Geowissenschaftlern Arbeitsmöglichkeiten in eisfreien Gebieten und im küstennahen Flachwasser.

Die deutsche Antarktisstation GARS O'Higgins (Abb. 52c) wird seit 1991 vom DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) in Zusammenarbeit mit dem BKG (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie) betrieben. Sie befindet sich etwa 30 km westlich der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel. Der Betrieb erfolgt in enger Kooperation mit Chile, dessen Station General Bernardo O'Higgins sich in unmittelbarer Nachbarschaft befindet. Die Station bietet Platz für maximal zehn Personen und wird seit 2010 ganzjährig betrieben.

Wichtigstes wissenschaftliches Instrument der Station ist eine 9-m-Antenne, die sowohl für den Empfang von Satellitendaten und die Steuerung von Satelliten als auch für geodätische Radioteleskop-Beobachtungen verwendet wird. Sie wurde speziell für den Einsatz unter extremen Antarktisbedingungen konzipiert. So stellen Stürme mit Windspitzen bis 180 km/h kein Problem für den operationellen Antennenbetrieb dar. Mit diesem Antennensystem werden seit 1991 umfangreiche Erdbeobachtungsdaten europäischer und deutscher Satellitenmissionen aufgezeichnet. Die Daten geben wesentliche Einblicke in die klimabedingten Veränderungen im Bereich der Antarktis.

Die BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) in Hannover betreibt seit Anfang der 1980er Jahre zwei kleinere Landstationen, die Gondwana-Station und die Lillie-Marleen-Hütte, als Basis für ihre geowissenschaftlichen Forschung im Nord-Viktoraland und der Rossmeer-Region (ROLAND & TESSENHORN 2005). Beide Stationen wurden während zahlreicher Expeditionen intensiv genutzt.

Die Gondwana-Station (Abb. 52d), liegt auf 74°38'S und 164°13'O am Gerlache Inlet der Terra-Nova-Bucht des Rossmeeres. Diese Lokalität stellt in dem Gebiet einen der wenigen für einen Stationsbau geeigneten Standorte dar. Die Gondwana-Station wurde während GANOVEX III (der dritten

German Antarctic North Victoria Land Expedition, 1982/83) als Schutzhütte ähnlich der Lillie-Marleen-Hütte errichtet und während GANOVEX V (1988/89) zur Sommerstation ausgebaut. Das Hauptgebäude besteht aus mehreren zusammengesetzten Containern und enthält Werkstatt und Lager, Küche, Vorratsraum, Kantine, Funkstation, Aufenthalts- und Arbeitsräume sowie sanitäre Anlagen. Separat sind Generator, Seewasser-Aufbereitungsanlage und biologische Kläranlage untergebracht. Die Gondwana-Station ist per Schiff oder mit Flugzeugen erreichbar, die auf dem Meereis in der Terra-Nova-Bucht landen können. Sie liegt in direkter Nachbarschaft zur italienischen Mario-Zucchelli-Station und der seit 2014 operierenden südkoreanischen Überwinterungsstation Jang Bogo. In der Antarktissaison 2015/16 werden umfangreiche Renovierungs- und Modernisierungsarbeiten an der Gondwana-Station durchgeführt, um sie so weitere 25 Jahre für wissenschaftliche Forschungen in der Region betreiben zu können.

Die Lillie-Marleen-Hütte bei 71°12'S und 164°31'O wurde im Rahmen von GANOVEX I (1979/80) erbaut. Sie liegt in einer Mulde unterhalb des Mt. Dockery in der Everrett Range des Transantarktischen Gebirges. Der Name bezieht sich auf den benachbarten, zum Pazifik abfließenden Lillie-Gletscher und das Lied „Lili Marleen“. Die Lillie-Marleen-Hütte stellt eine gegen Kälte isolierte Biwakschachtel aus Fiberglaselementen dar und ist auf einem Stahlrahmen fixiert, der Schneeakkumulationen verhindern soll. Sie diente als Basis, Funkstation und Depot während acht GANOVEX-Kampagnen. Von hier aus wurden die geowissenschaftlichen Geländearbeiten koordiniert und der Funkkontakt zur amerikanischen McMurdo Station, der neuseeländischen Scott Base, der italienischen Mario Zucchelli Station und der Gondwana-Station bzw. den Expeditionsschiffen gehalten. Bei der Lillie-Marleen-Hütte befindet sich auch der Gedenkstein, der an den Untergang der „Gotland II“ und den dadurch bedingten Abbruch der Expedition GANOVEX II (1980/81) erinnert. Die Lillie-Marleen-Hütte als erste deutsche Hütte auf dem Kontinent und der Gedenkstein wurden auf der 28. Konsultativtagung der Antarktisvertragsstaaten in Stockholm im Jahre 2005 in die Liste der „Historic Sites and Monuments“ aufgenommen.

In der Arktis wurde im August 1991 die permanent besetzte deutsche Forschungsstation Koldewey auf Spitzbergen eingeweiht, die 2003 mit der französischen Station Charles Rabot und der Reinflucht-Station Jean Corbel zusammengefasst und seitdem als deutsch-französische „AWIPEV Arctic Research Station“ weiter betrieben wird (NEUBER 2006). Spitzbergen gehört zu einer der am nördlichsten in der Arktis gelegenen und trotzdem durch Linienflüge leicht erreichbaren Inselgruppen. Die Station liegt in Ny-Ålesund, einem internationalen Forschungszentrum an der Westküste der Insel. Hier treffen unterschiedlichste Disziplinen der Arktis-Forschung wie Biologie, Chemie, Geologie und Atmosphärenphysik zusammen.

AWIPEV verfügt über die Gebäude der ehemaligen Koldeweystation und Rabot Station sowie das französische Camp Corbel östlich von Ny-Ålesund. Die Station bietet Platz für bis zu 16 Personen. Im so genannten Blauen Haus (Abb. 53a) sind Arbeitsräume sowie Schlaf- und Wohnräume vorhanden. Eine der wichtigsten Aufgaben der wissenschaftlichen Arbeit an der AWIPEV-Station ist die ganzjährige Beobachtung der

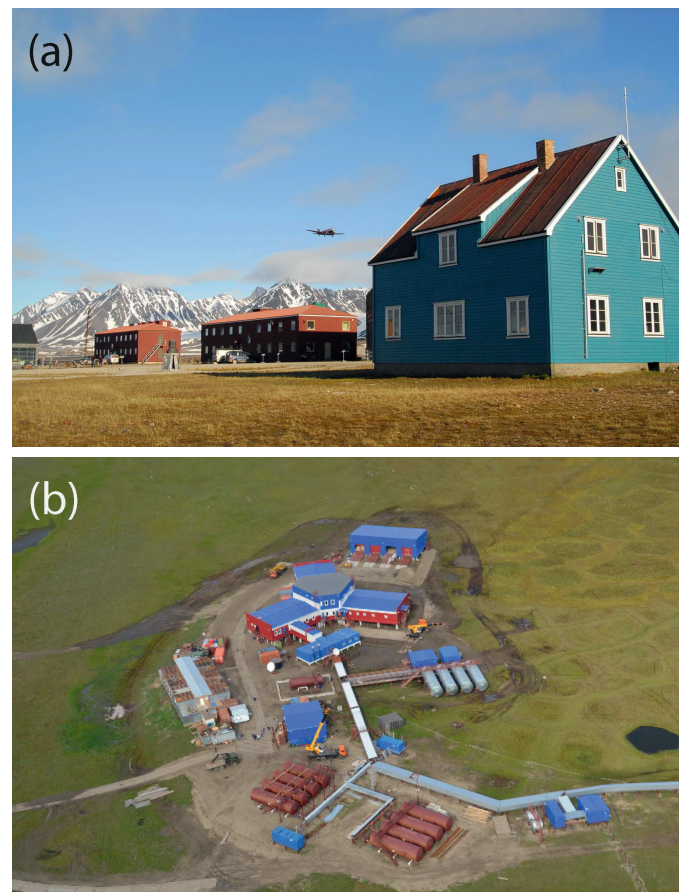


Abb. 53: Forschungsstationen in der Arktis. (a) = „Blaues Haus“ der deutsch-französischen AWIPEV Forschungsstation auf Spitzbergen sowie (b) die russisch-deutsche Samoylov-Station im Lenadelta, Sibirien (Fotos: AWI).

Fig. 53: Research stations in the Arctic: (a): „Blue House“ of the German-French AWIPEV Arctic Research Station on Spitsbergen and (b) the Russian-German Samoylov Station in the Lena Delta, Siberia (photos: AWI).

nordpolaren Stratosphäre. Von Geowissenschaftlern wird die Station insbesondere für Langfriststudien der Permafrostforschung genutzt.

Die Forschungsstation Samoylov befindet sich in der russischen Arktis, an der südlichen Küste der Insel Samoylov inmitten des Lena-Deltas (HUBBERTEN et al. 2006). Die Insel ist 1200 Hektar groß und kann von der sibirischen Hafenstadt Tiksi mit Hubschrauber oder mit Schiff erreicht werden. Ursprünglich war die Station die logistische Basis des Lena-Delta-Naturreseervats. Die Station besaß Wohn- und Arbeitsplätze für acht Personen während des Winters. Im Sommer, wenn zusätzlich Zelte als Unterkünfte genutzt wurden, konnten sich hier bis zu 16 Personen aufhalten.

Die russische Regierung veranlasste 2013 einen Neubau mit wesentlich erweiterten Unterkunfts- und Laboreinrichtungen (Abb. 53b). Die Verantwortung für den Betrieb und die Versorgung des Neubaus trägt die Sibirische Abteilung der Russischen Akademie der Wissenschaften (SB RAS) – eine langjährige Partnerin des AWI, mit der ein Kooperationsvertrag zur wissenschaftlichen Zusammenarbeit in der Arktis besteht. Deutsche Wissenschaftler des AWI und der Universitäten arbeiten seitdem als Gäste an der modern eingerichteten Forschungsstation, die über einen kleinen Technik- und

Fuhrpark mit Maschinen zur Bodenproben-Entnahme auch aus größerer Tiefe, sowie Fahrzeuge, Motorschlitten, und mehrere Boote verfügt. Damit ist hier eine moderne Basis für die Feldforschung mitten im Permafrost-Gebiet entstanden. Von der Station aus können automatisierte Klimastationen, Bodenstationen mit Apparaturen und Messpunkte für experimentelle Langzeituntersuchungen und Spurengasflüsse leicht zu Fuß erreicht werden. Darüber hinaus erfolgen seit 1998 auch Haubenmessungen von Methan.

Mobile Feldlager

Die terrestrischen geowissenschaftlichen Arbeiten in den Polargebieten sind häufig auf eine hohe Flexibilität bezüglich Unterbringung und Versorgung der Wissenschaftler angewiesen. Da die Untersuchungsobjekte, seien es anstehende Gesteine, Bodenproben oder periglaziale Seen, sowohl in der Arktis als auch in der Antarktis sehr oft in Gebieten liegen, die weit von existierenden Siedlungen oder Stationen entfernt sind, müssen für die Zeiten der Geländearbeiten Feldlager als Arbeitsbasis mit Zelten oder auch Kunststoffiglus eingerichtet werden (Abb. 54). Diese Feldlager werden mit der entsprechenden Logistik für Unterkunft, Verpflegung und Transport (z.B. Schlauchboot, Motorschlitten, Hubschrauber) sowie den erforderlichen Treibstoffvorräten eingerichtet, um einen teilweise mehrwöchigen Aufenthalt in entlegenen Arbeitsgebieten zu ermöglichen. Je nach logistischem Aufwand können die geologischen Untersuchungen und Probenahmen in einem Umkreis bis zu 250 Kilometer um das Feldlager herum durchgeführt werden. Am Ende der Geländearbeiten werden die Lager vollständig abgebaut.



Abb. 54: Basislager der Expedition CASE 16 an der Flagler Bay, Ostküste Ellesmere-Insel, im Sommer 2014 (Foto: K. Piepjohn).

Fig. 54: Base camp of the Expedition CASE 16 at Flagler Bay, eastern coast of Ellesmere Island, in summer 2014 (photo: K. Piepjohn).

Fluglogistik

Seit der Indienststellung des Polarflugzeugs „Polar 1“, einer Dornier 128, im Jahre 1983 durch das AWI spielen Polarflugzeuge eine wichtige Rolle bei der Unterstützung von Wissenschaft und Logistik in Antarktis und Arktis. Heute betreibt das AWI zwei Polarflugzeuge, die „Polar 5“ und die „Polar 6“ (Abb. 55a). Dabei handelt es sich um zwei Maschinen des Typs Basler BT-67, die jeweils auf einer Douglas DC-3 basieren (STEINHAGE & HUCH 2009). Die

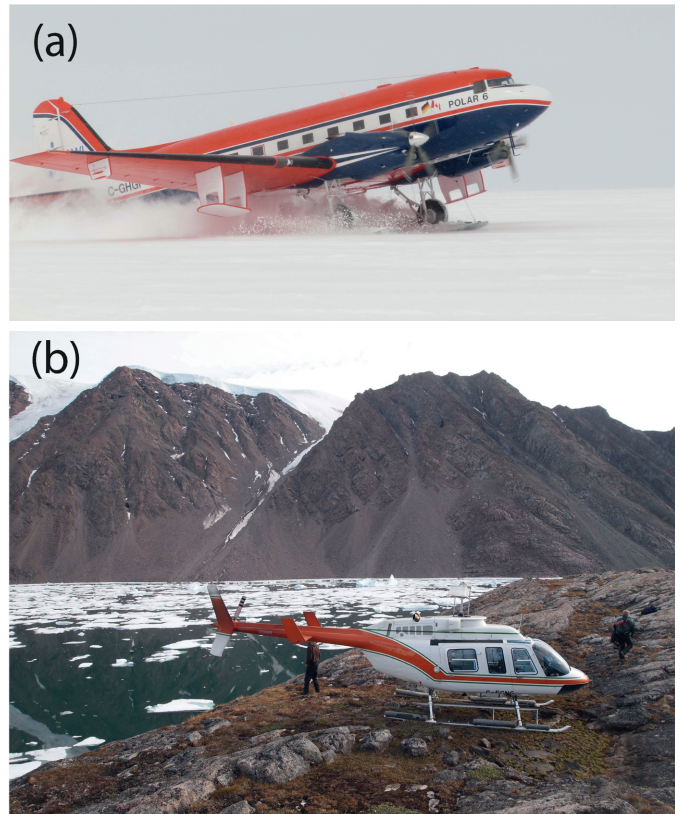


Abb. 55: (a) = Forschungsflugzeug „Polar 6“ mit Radarantennen (unter den Tragflächen) beim Start vom Feldlager nördlich der belgischen Station Prinzess Elisabeth, Antarktis, während der Expedition GEA II im Südsommer 2011/12 (Foto: D. Damaske). (b) = Hubschrauber im Baird Inlet an der Ostküste der Ellesmere-Insel (Kanada) während der Expedition CASE 16 im Sommer 2014 (Foto: K. Piepjohn).

Fig. 55: (a): Research aircraft „Polar 6“ with radar antennas (under the wings) during take-off at the field camp to the north of the Belgium station Prinzess Elisabeth, Antarctica, during expedition GEA II in austral summer 2011/12 (photo: D. Damaske). (b): Helicopter in Baird Inlet at the east coast of Ellesmere Island, Canada, during the expedition CASE 16 in summer 2014 (photo: K. Piepjohn).

Maschinen bieten unter anderem ein kombiniertes Ski- und Radfahrwerk, Enteisungssysteme, Heizmatten für Batterien und Triebwerke sowie erweiterte Navigationssysteme.

Die Flugzeuge fliegen mehrwöchige Kampagnen, die vom AWI oder in Kooperation mit anderen Institutionen, Hochschulen oder externen Partnern ausgeführt werden. An der Antarktisstation Neumayer III werden hierfür regelmäßige Schneelandebahnen und Treibstoffdepots eingerichtet. Die wissenschaftliche Motivation ist ein verbessertes Verständnis der Prozesse und der Wechselwirkungen zwischen Erdkruste, eis- und schneebedeckten Gebieten, Ozean und Atmosphäre. Die Flugzeuge fungieren dabei als wichtiges Bindeglied zwischen Bodenuntersuchungen und Untersuchungen per Satellit.

Zusätzlich sind die Flugzeuge in der internationalen Logistikkooperation DROMLAN (Dronning Maud Land Aircraft Network) eingebunden. In dem Rahmen unternehmen sie Logistikflüge, um Material und Personen zwischen acht internationalen Forschungsstationen in der Antarktis zu transportieren. Auch für die Hilfe in Notfällen, so genannte Search-and-Rescue-Missionen, stehen die Polarflugzeuge bei ihren Einsätzen in der Antarktis jederzeit zur Verfügung.

Neben den Flugzeugen sind Hubschrauber aufgrund der großen Entfernungen und sehr beschränkten Infrastruktur in beiden Polargebieten ein sehr wichtiges Transportmittel (Abb. 55b). Hubschrauber werden auf „Polarstern“-Expeditionen mitgeführt oder für Landkampagnen gechartert. Neben dem Transport von Wissenschaftlern und Expeditionsausrüstung werden sie auch für aerogeophysikalische Messflüge eingesetzt.

Radarsatelliten

Für weite Teile der Erde existieren derzeit nur grobe, uneinheitliche oder lückenhafte Höhenmodelle – so auch für die Antarktis. Ziel der deutschen Satellitenmission TanDEM-X ist die Erstellung eines hochgenauen, dreidimensionalen Höhenmodells der gesamten Erdoberfläche in einheitlicher Qualität. Hierzu umkreisen zwei nahezu baugleiche Satelliten, TerraSAR-X und TanDEM-X, die Erde und tasten synchronisiert die Oberfläche mit Radargeräten ab. Beide Satelliten fliegen in enger Formation nur wenige hundert Meter voneinander entfernt und ermöglichen so zeitgleiche Aufnahmen des Geländes aus verschiedenen Blickwinkeln. Global werden hieraus präzise Höheninformationen in einem 12-Meter-Raster und mit einer vertikalen Genauigkeit von besser als zwei Metern abgeleitet. Auch für die Antarktis entsteht so eine bisher einzigartige Datengrundlage für viele wissenschaftliche Fragestellungen. Ein Großteil der Satellitendaten der beiden Missionen wird in der Antarktisstation GARS O'Higgins des DLR empfangen.

Im Dezember 2010 begann der operationelle Betrieb der Mission TanDEM-X. Schon vorher war im Jahr 2007 mit dem erfolgreichen Start des deutschen Radarsatelliten TerraSAR-X eine neue Qualität in der Radarfernerkundung der Antarktis erreicht worden. TerraSAR-X umrundet die Erde auf einer polaren Umlaufbahn. Als Nutzlast trägt der Satellit einen Radarsensor, der Aufnahmen mit unterschiedlichen Streifenbreiten, Auflösungen und Polarisierungen ermöglicht. Mit seiner aktiven Antenne liefert er unabhängig von Wetterbedingungen, Wolkenbedeckung, Tageslicht oder Polarnacht Radardaten mit einer Auflösung von bis zu einem Meter. So werden selbst kleinräumige Strukturen sichtbar, die z.B. vollkommen neue Einblicke in die Dynamik des antarktischen Eises geben.

Deutscher Geräte-Pool für Seismologie DEPAS

Der Deutsche Geräte-Pool für amphibische Seismologie (DEPAS) ist ein Pool breitbandiger Seismometer für Langzeiteinsätze an Land und auf dem Meeresboden. Er besteht zur Zeit aus 100 Landstationen, welche vom GFZ in Potsdam betreut werden, sowie aus 80 Ozeanboden-Seismometern (OBS) und 5 Ozeanboden-Hydrophonen (OBH), welche technisch und organisatorisch vom AWI in Bremerhaven betreut werden. Ein Teil der Geräte wurde im Rahmen des Sonderprogramms „Geotechnologien“ vom BMBF und der DFG finanziert. Der weitere Ausbau des Pools erfolgte durch die HGF aus Haushaltsmitteln von GFZ und AWI.

Die Geräte aus dem Pool stehen allen deutschen Forschungseinrichtungen auf Antrag zur Verfügung. Priorität haben dabei

seismologische Langzeiteinsätze, auch in den polaren und subpolaren Gebieten, wobei auch Kurzzeiteinsätze mit aktiven seismischen Quellen durchgeführt werden können, z.B. für refraktions- und weitwinkelseismische Messprofile, wenn Geräte zur Verfügung stehen.

Proben- und Datenarchivierung

Im Jahr 2007 wurde auf Bitte des Nationalkomitees SCAR/IASC das Nationale Polarprobenarchiv (NAPA) im BGR-Dienstbereich Berlin-Spandau eingerichtet. Das Archiv dient der langfristigen Archivierung von Gesteinsproben, die auf geologischen Polarexpeditionen insbesondere von Universitätsmitarbeitern gewonnen wurden. Das einzigartige Probenmaterial kann damit für weiter gehende wissenschaftliche Untersuchungen genutzt werden.

Für die im Rahmen der deutschen Polarforschung erarbeiteten Datensätze steht der wissenschaftlichen Gemeinschaft die vom AWI betriebene Dateninfrastruktur PANGAEA – „Data Publisher for Earth & Environmental Science“ zur Verfügung. Datensätze werden durch einen am AWI beschäftigten Kurator eingepflegt und per Link über ein vollständiges bibliographisches Zitat mit DOI (Digital Object Identifier) online verfügbar gemacht. Der Inhalt steht im Open-Access-Format zur Verfügung und kann über Suchmaschinen, Portale und Bibliothekskataloge recherchiert werden. Die Datenzitate werden automatisch mit Publikationszitaten im online-basierten Schriftenverzeichnis ePIC des AWI und mit den Katalogen der wissenschaftlichen Verlage verknüpft. Alle Datenwerte sind georeferenziert in Zeit und Raum und können somit über ein Datenlagerhaus individuell abgefragt und zu neuen Produkten zusammengestellt werden (Abb. 56a, b).

Der Inhalt von PANGAEA umfasst 2015 56.000 Datensätze aus der Antarktis und 95.000 Datensätze aus der Arktis. Disziplinspezifische Informationsanteile der Geowissenschaften umfassen Fotos des Meeresbodens, Sedimentfotos und Datenreihen und Zeitreihen aus den polaren Ozeanen und aus Seen der Polargebiete, seismische und bathymetrische Profile, Eiskerndaten, geologische Kartierungen und Datierungsbefunde.

PANGAEA ist ein zentrales Datenarchiv für internationale geowissenschaftliche Projekte wie EPICA, CRP, ANDRILL, Elgygytgyn oder ODP/IODP. Im Rahmen der Datenarchäologie wurden Daten des ersten Internationalen Polarjahrs (International Polar Year, IPY) 1881-1884 und einige tausend geowissenschaftliche Datensätze aus russischen Archiven in PANGAEA erfasst. Als begleitende Metadaten stellt das System georeferenziert u.a. alle Probenpunkte und Profile des FS „Polarstern“ zur Verfügung (65.000).

Eine verfügbare Teilmenge der Ergebnisse des IPY 2007-2008 wurde in der Zeitschrift „Earth System Science Data“ (ESSD) veröffentlicht (DRIEMEL et al. 2015).

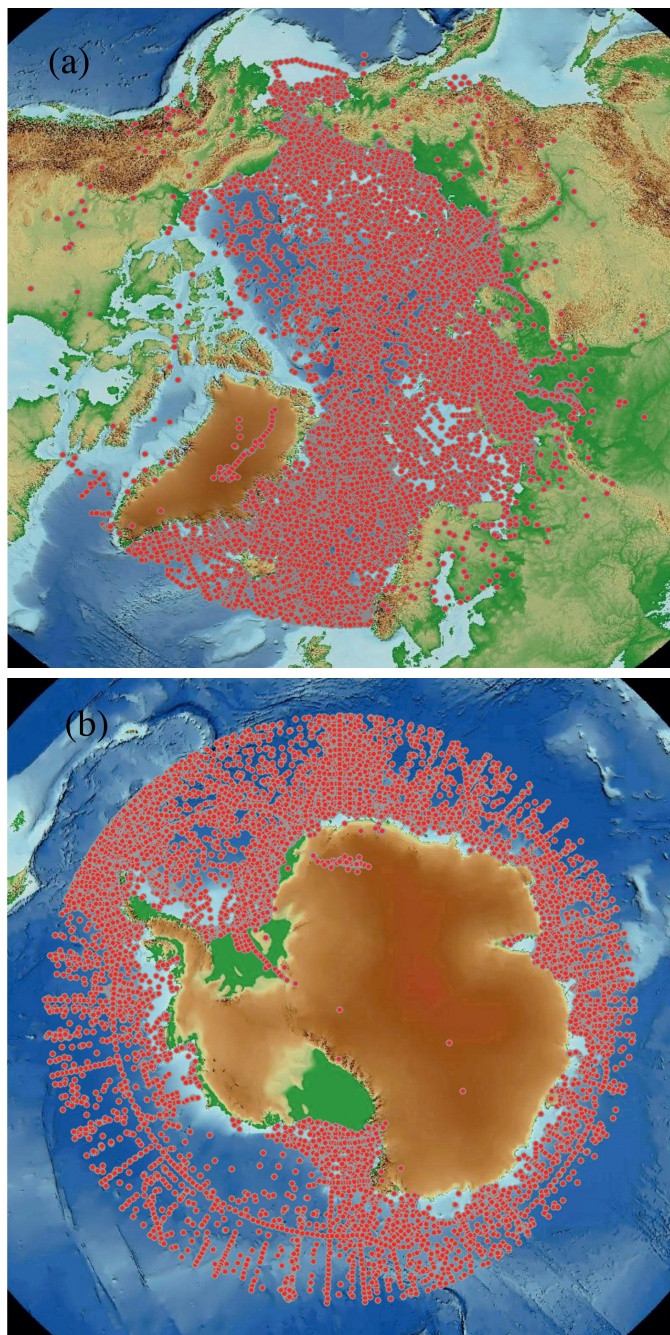


Abb. 56: Im Datenarchiv PANGAEA verfügbare Daten. Positionen von marinen und terrestrischen Datensätzen aus der Arktis (a) nördlich 60°N (56066) und Antarktis (b) südlich 60°S (95320). Jeder Punkt repräsentiert einen zitierfähigen Datensatz mit Metadaten in PANGAEA. Die Daten stammen aus allen Disziplinen der Erdsystemforschung und sind das Ergebnis aus 30 Jahren Datenarchivierung mit PANGAEA.

Fig. 56: Data available from the PANGAEA archive. Location of datasets from both the Arctic north of 60°N (a): 56066) and the Antarctic south of 60°S (b) 95320). Each point represents a citable dataset with metadata in PANGAEA. Data are from all disciplines of earth system research as the result of 30 years of data archiving with PANGAEA.

Internationale Einbindung

Trotz individueller nationaler Interessen und Schwerpunkte sind die Forschungsarbeiten in den Polargebieten generell intensiv international abgestimmt und koordiniert. Wichtigste Werkzeuge dafür sind das IASC (International Arctic Science Committee) und das SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research), in die deutsche Wissenschaftler mit Unterstützung durch die DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) über das Nationalkomitee SCAR/IASC entsendet werden. Das SCAR ist disziplinär strukturiert, mit einer ständigen wissenschaftlichen Arbeitsgruppe für Geowissenschaften (Standing Scientific Group on Geosciences), die zeitlich befristete Expertengruppen und Aktionsgruppen koordiniert, wie aktuell PAIS (Paleo Ice Sheet Dynamics) und SERCE (Solid Earth Response and Influence on Cryosphere Evolution). Das IASC dagegen ist nach Regionen und Sphären gegliedert. Für die Wahrung der geowissenschaftlichen Forschungsinteressen hat das IASC im Jahr 2012 eine zeitlich befristete Action Group on Geosciences eingerichtet. Dennoch sind die geowissenschaftlichen Disziplinen, die die Erforschung der geologischen und plattentektonischen Entwicklung unseres Planeten in geologischen Zeiträumen zum Ziel haben, im IASC nach wie vor leider nicht verankert.

Auf Projektebene reicht das Spektrum der Internationalisierung von bilateralen Kooperationen bis hin zur Mitwirkung in großen multilateralen Forschungsprogrammen. Bilaterale Kooperationen basieren in der Antarktis häufig auf der verbreiteten Zugänglichkeit von nationaler Logistik für ausländische Kooperationspartner. So nehmen beispielsweise an fast jeder „Polarstern“-Expedition ausländische Wissenschaftler teil. Umgekehrt haben sich deutsche Geologen beispielsweise an russischen, australischen oder US-amerikanischen Expeditionen in Teilen der Antarktis beteiligt, die mit deutscher Logistik nicht oder nur sehr schwierig erreichbar wären. In der Arktis sind bilaterale Kooperationen teilweise durch die Arbeiten auf den Territorien der Anrainerstaaten geboten. Das trifft in besonderem Maße auf Russland zu, wo bilaterale Kooperationen mit deutschen Wissenschaftlern eine lange und erfolgreiche Tradition haben und deswegen von russischer Seite besonders begrüßt werden.

Im Rahmen dieser Zusammenarbeit wurde 1999 am AARI (Staatliches Institut für Arktis- und Antarktisforschung) in St. Petersburg das russisch-deutsche Otto-Schmidt-Labor für Polar- und Meeresforschung (OSL) gegründet. Das OSL ist die zentrale Schnittstelle und Basis für Forschungsvorhaben auf dem Gebiet der Meeres- und Polarforschung, die zwischen dem russischen Ministerium für Bildung und Wissenschaft und dem deutschen BMBF durchgeführt werden. Benannt ist die Einrichtung nach dem russischen Polarforscher Otto Juljewitsch Schmidt (1891-1956). Seit seiner Gründung hat sich das OSL zu einem modernen Forschungslabor für die Fachgebiete Ozeanographie, Permafrostforschung, Meteorologie und Biologie entwickelt. Es ist mit modernen Labor- und Messgeräten, einem Computerzentrum und einer virtuellen Bibliothek ausgestattet. Hauptaufgaben des OSL sind die Projektkoordination sowie die Qualifizierung und Förderung von Nachwuchswissenschaftlern. Seit 1999 haben mehr als 300 Stipendiaten von 20 Forschungseinrichtungen der Russischen Föderation erfolgreich an den OSL-Stipendienprogrammen teilgenommen. Gefördert wird das OSL vom BMBF,

dem Ministerium für Bildung und Wissenschaft der Russischen Föderation, dem AARI, dem AWI und dem GEOMAR. Hervorzuheben ist dabei auch der Masterstudiengang für angewandte Polar- und Meereswissenschaften (POMOR), den die Universitäten St. Petersburg, Hamburg, Bremen, Potsdam und Kiel sowie AWI, GEOMAR, IOW und AARI gemeinsam anbieten und organisieren.

Bei den internationalen geowissenschaftlichen Großprojekten in den Polargebieten, an denen deutsche Wissenschaftler in größerem Umfang beteiligt waren und zum Teil die Leitung übernommen haben, spielen Bohrprogramme eine besondere Rolle. Dabei reicht das Spektrum vom marinen Bereich über die Landgebiete bis hin zu den Eisschilden.

Marine Bohrungen werden in der Antarktis seit langer Zeit im Rahmen des IODP (International Ocean Discovery Program) und seiner Vorgängerprogramme durchgeführt. Zusätzlich wurden im Rossmeer in den vergangenen Jahren landnahe Forschungsbohrungen im Rahmen des ANDRILL-Projektes (Antarctic Geological Drilling) realisiert, das auf das CRP (Cape Roberts Project) und noch frühere Bohrprojekte in der Region aufbaut.

In der zentralen Arktis konnte dagegen bisher lediglich ein marines Bohrprojekt durchgeführt werden, und zwar das ACEX-Projekt (Arctic Coring Expedition) im Jahr 2004 auf dem Lomonossow-Rücken (Abb. 57a).

Derzeit gibt es umfangreiche Bestrebungen, die Forschungsbohrungen im Rahmen des IODP in den kommenden Jahren in beiden Polarregionen deutlich zu intensivieren (Abb. 57). Von besonderer Bedeutung sind dabei drei Bohrvorschläge, die unter Federführung von deutschen Wissenschaftlern betrieben werden: Nr. 708, ACEX-2 in der Arktis (R. Stein, AWI) sowie die Bohrvorschläge Nr. 839 (K. Gohl, AWI) und Nr. 848 (M. Weber, Univ. Köln) in der Antarktis. Darüber hinaus sind deutsche Wissenschaftler an den Vorschlägen Nr. 732 und Nr. 812 maßgeblich beteiligt (Abb. 57b).

Auch das ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) hat bisher erst ein Projekt in der Arktis realisiert, und zwar 2008/2009 am Elgygytyn-See in Tschukotka in der russischen Arktis. In der Antarktis war ICDP bisher noch nicht aktiv, allerdings will es sich an der Förderung einer geplanten ANDRILL-Bohrung im Rossmeer beteiligen.

Bei den Eisbohrprojekten konzentriert sich die deutsche Beteiligung auf die europäischen Bohrprojekte in der Arktis und in der Antarktis: GRIP (Greenland Ice Core Project, 1989-1992), NGRIP (North Greenland Ice Core Project, 1999-2003), NEEM (North Greenland Eemian Ice Drilling, 2007-2010) und EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica, Dome C 1996-2003 und Dronning Maud Land 2002-2006).

Weiterhin existiert eine Reihe von EU-Programmen und Initiativen, die mit multidisziplinären Fragestellungen oder polarer Infrastruktur auch für die Geowissenschaften von Relevanz sind. Dazu zählen die Projekte EU-PolarNet und EUAIA (EU Arctic Impact Assessment), über die wissenschaftliche Ergebnisse für die Politik und Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt werden, das Beobachtungsnetz SIOS (Svalbard Integrated Earth Observing System), der Verbund von europäischen

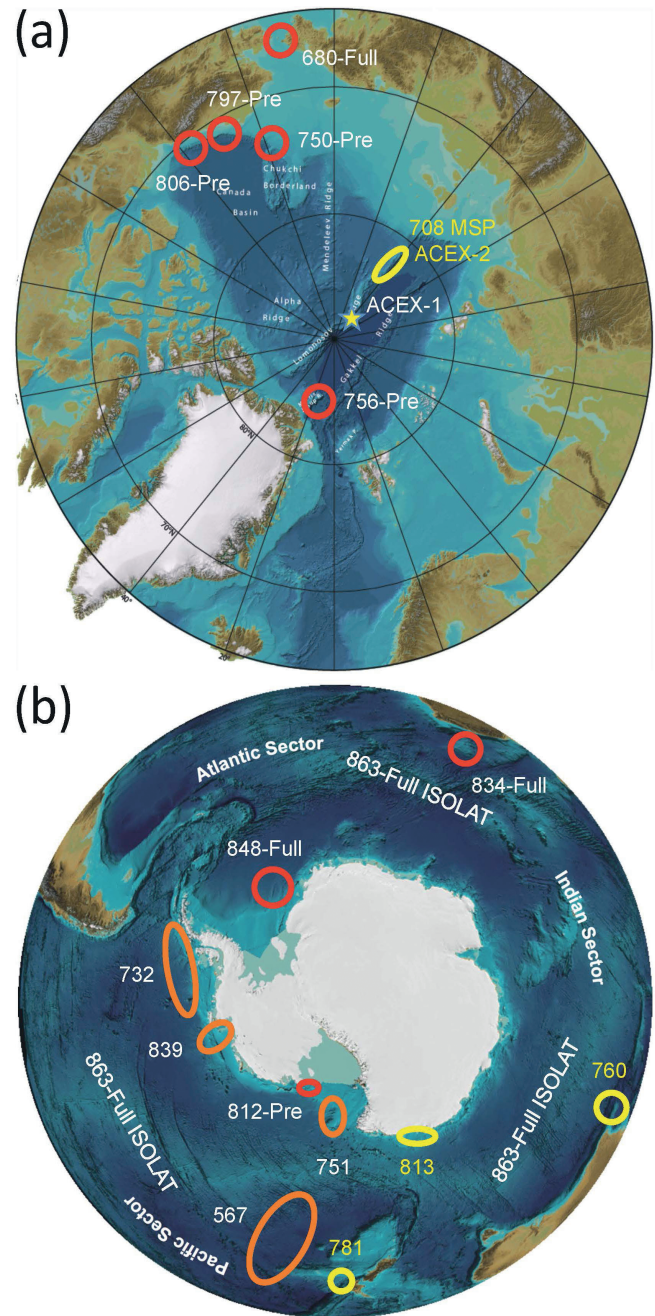


Abb. 57: Aktuelle Bohrvorschläge im International Ocean Discovery Program (IODP) für den Arktischen Ozean (a) und den Südlichen Ozean (b). Die Farben kennzeichnen Projekte, die von den entsprechenden „Facility Boards“ bereits im Bohrplan fixiert sind (gelb) oder derzeit in den Plan eingearbeitet werden (orange), bzw. die sich beim „Science Evaluation Panel“ noch in der Begutachtung befinden (rot). Stand: Oktober 2015.

Fig. 57: Current drilling proposals in the International Ocean Discovery Program (IODP) for the Arctic Ocean (a) and the Southern Ocean (b). Colours denote projects, which are already scheduled (yellow) or in the process of scheduling/implementation by the respective Facility Boards (orange), or which still are under review by the Science Evaluation Panel (red). Status as of October 2015.

Forschungsschiffen „Eurofleets“ und das Projekt PAGE 21, das sich mit der Entwicklung des Permafrostes in der Arktis im 21. Jahrhundert befasst.

Für die Koordination der geowissenschaftlichen Forschung in der Arktis haben zudem Netzwerkprogramme der ESF

(European Science Foundation) eine lange und erfolgreiche Tradition. Im Rahmen dieser Programme werden jährliche Workshops ausgerichtet, auf denen zahlreiche europäische und teilweise auch außereuropäische Wissenschaftler zusammen kommen, Ergebnisse austauschen und zukünftige Forschungsprojekte abstimmen. Das betrifft aktuell das Programm PAST Gateways, 2013-2018, (Palaeo-Arctic Spatial and Temporal Gateways), das auf die Programme PONAM (Polar North Atlantic Margins – Late Cenozoic Evolution, 1989-1994), QUEEN (Quaternary Environment of the Eurasian North, 1996-2003) sowie APEX (Arctic Palaeoclimate and its Extremes, 2007-2012) aufbaut.

Forschungsförderung

Die deutsche Polarforschung wird von unterschiedlichen nationalen und internationalen Geldgebern getragen. Von besonderer Bedeutung für die Geowissenschaften ist die mobile (FS „Polarstern“ und Flugtechnik) und feste Infrastruktur (Forschungsstationen), die vom AWI und von der BGR mit Mitteln des BMBF und des BMWi betrieben und einem externen Nutzerkreis zur Verfügung gestellt wird. Darüber hinaus koordinieren und finanzieren AWI und BGR den deutschen Beitrag zu internationalen Forschungsprogrammen, wie EPICA oder ANDRILL, und ermöglichen damit den Zugang von Wissenschaftlern deutscher Universitäten und Forschungsinstituten.

Neben diesen institutionellen Förderungen von polarer Infrastruktur stellen in Deutschland insbesondere die DFG und das BMBF Projektmittel für Forschungsarbeiten zur Verfügung. Diese Mittel sind teilweise in speziellen Programmen für die Polarforschung festgelegt. International sind für die geowissenschaftliche Polarforschung vor allem die marinen, terrestrischen und glaziologischen Bohrprogramme von Bedeutung.

DFG-Schwerpunktprogramm Antarktisforschung

In der Bundesrepublik findet seit 1981 eine koordinierte Förderung der Polarforschung durch die DFG statt. Sie erfolgt aktuell durch das Schwerpunktprogramm (SPP) 1158 (Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in Arktischen Eisgebieten). Im Rahmen dieses SPPs wurden inzwischen mehr als 70 universitäre und außeruniversitäre Forschungseinrichtungen gefördert, die über die ganze Bundesrepublik verteilt sind (u.a. BMU 2011).

Das Schwerpunktprogramm war von Beginn an multidisziplinär angelegt, mit einer Gliederung in die drei Teilgebiete Physik/Chemie, Biowissenschaften und Geowissenschaften. Es hat zum Ziel vor allem universitäre Forschungsprojekte zu fördern (Abb. 58), wobei die logistische Unterstützung durch das AWI und die BGR genutzt wird. Das SPP ist damit auch ein wichtiges Instrument, den akademischen Nachwuchs in Deutschland für die großen Forschungsfragen der Polargebiete zu sensibilisieren und die zukünftigen Forschergenerationen auszubilden.

In der aktuellen Programmphase (2013-2018) sollen sich die Forschungsarbeiten in der Antarktis auf vier übergeordnete Forschungsthemen fokussieren: (1) Entwicklung des Konti-

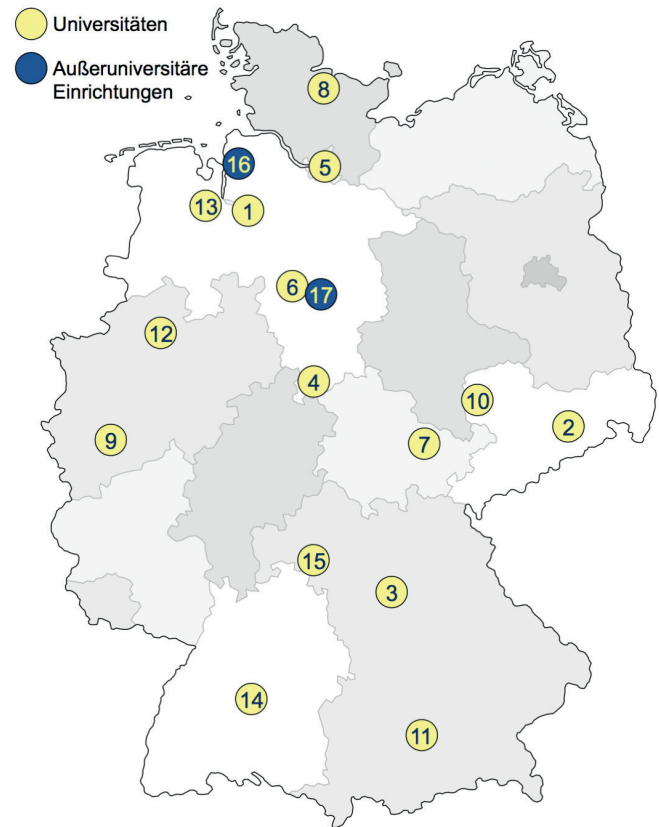


Abb. 58: Universitäre (gelb) und außeruniversitäre (blau) Einrichtungen in Deutschland, von denen im Zeitraum 2008-2014 erfolgreich geowissenschaftliche Forschungsprojekte im DFG-Schwerpunktprogramm 1158 (Antarktisforschung) eingeworben wurden: Universitäten Bremen (1), Dresden (2), Erlangen-Nürnberg (3), Göttingen (4), Hamburg (5), Hannover (6), Jena (7), Kiel (8), Köln (9), Leipzig (10), München (11), Münster (12), Oldenburg (13), Tübingen (14) und Würzburg (15), AWI (16) und BGR (17).

Fig. 58: University (yellow) and non-university (blue) institutions in Germany, from which scientists during the period of 2008-2014 have successfully applied for geoscientific research projects in the DFG Priority Program 1158 (Antarctic Research): universities Bremen (1), Dresden (2), Erlangen-Nürnberg (3), Göttingen (4), Hamburg (5), Hannover (6), Jena (7), Kiel (8), Cologne (9), Leipzig (10), Munich (11), Münster (12), Oldenburg (13), Tübingen (14), and Würzburg (15), AWI (16), and BGR (17).

nents, (2) Verbindungswege zu den niederen Breiten, (3) Dynamik der Klimasystem-Komponenten und (4) Reaktionen auf den Umweltwandel (Abb. 59). Diese Forschungsthemen erfordern eine interdisziplinäre Vorgehensweise unter Einbeziehung der Geowissenschaften und versprechen weit reichende neue Erkenntnisse zur Rolle der Antarktis im Erdsystem.

WTZ Förderung

In der Arktis spielt für die geowissenschaftliche Forschung die Wissenschaftlich-Technische Zusammenarbeit (WTZ) mit Russland auf dem Gebiet der Polar- und Meeresforschung eine wichtige Rolle. Sie erfolgt nach den Vorgaben einer Fachvereinbarung, die 1995 von den zuständigen Ministerien unterzeichnet wurde. Im Rahmen dieser Fachvereinbarung wurden und werden Forschungsprojekte mit geowissenschaftlicher Federführung oder Beteiligung durch das BMBF gefördert, beispielsweise die Projekte Taimyr (1994-1997), Kalmar (2006-2011), Elgygytgyn (2002-2011), CarboPerm

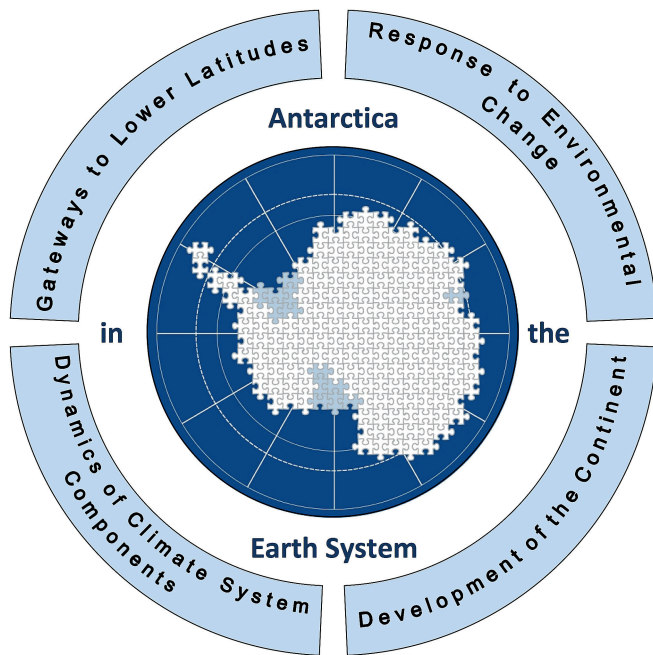


Abb. 59: Übergeordnete interdisziplinäre Forschungsthemen des DFG-Schwerpunktprogramms 1158 "Antarktisforschung" in Bezug auf die Rolle der Antarktis im Erdsystem, die in der laufenden SPP-Phase (2013-2018) angegangen werden sollen.

Fig. 59: Overarching interdisciplinary research topics of the DFG Priority Programme 1158 "Antarctic Research" with respect to the role of Antarctica in the Earth System, which are addressed in the running programme phase (2013-2018).

(2013-2016) und PLOT (Paläolimnologischer Transekt, 2013-2018), sowie verschiedene Projekte in der sibirischen Laptewsee (seit 1998). Darüber hinaus werden im Rahmen der WTZ ein Forschungslabor in St. Petersburg (Otto-Schmidt-Labor OSL, seit 2000) und ein gemeinsamer Master-Studiengang (POMOR, seit 2001) gefördert.

Auch die geowissenschaftlichen Forschungsarbeiten in Kanada erfolgen teilweise im Rahmen einer WTZ-Vereinbarung mit den Partnern Geologischer Dienst von Kanada und der Universität Laval in Quebec.

Internationale Förderung

Die geowissenschaftliche Polarforschung ist insbesondere bei den Tiefbohrprogrammen im Ozean (IODP), an Land (ICDP) und auf den polaren Eiskappen (EPICA, GRIP, NGRIP und NEEM) auf eine internationale Forschungsförderung angewiesen.

Dabei sind IODP und ICDP als internationale Konsortien konzipiert. Diese setzen Beitragszahlungen von nationalen Fördereinrichtungen für internationale Forschungsbohrungen ein, die von Wissenschaftlern der Beitragsstaaten vorgeschlagen und ausgewertet werden, wobei sich der mögliche Forschungsanteil eines Landes an der Höhe der Beitragszahlungen orientiert.

IODP hat derzeit sieben Mitglieder, und zwar sechs Mitgliedsstaaten und das ECORD (European Consortium for Ocean

Research Drilling), das weitere 16 europäische Staaten und Kanada umfasst. Eine Aufstockung der nationalen Beiträge um EU-Mittel erfolgt derzeit noch nicht, wäre aber wünschenswert.

ICDP gehören aktuell 24 Mitgliedsstaaten an. Im Unterschied zum IODP, das in der Regel eine Vollfinanzierung der bewilligten Forschungsbohrungen gewährleistet, liefert das ICDP nur einen Förderbeitrag, der von anderen nationalen oder internationalen Drittmittelgebern bis zur Vollfinanzierung aufgestockt werden muss.

GRIP, NGRIP, NEEM und EPICA waren dagegen zeitlich befristete europäische Forschungsprojekte, die auf Eisbohrungen basierten und für allem von der ESF (European Science Foundation) gefördert wurden. Während im Rahmen von GRIP, NGRIP und NEEM Eiskerne jeweils nur an singulären Standorten auf dem grönländischen Inlandeises abgeteuft wurden, konnten im Rahmen von EPICA Eiskerne von zwei getrennten Lokationen auf dem Ostantarktischen Eisschild (Dome Concordia, EDC; Dronning Maud Land, EDML) gewonnen werden, wodurch Klimaarchive mit sehr unterschiedlicher zeitlicher Reichweite erschlossen wurden. Der EDML-Kern umfasst in hoher Auflösung den letzten Interglazial-Glazial-Interglazial-Zyklus während der letzten 150.000 Jahre, während der EDC-Kern bei geringerer Auflösung bis 800.000 Jahre vor Heute zurück reicht.

Darüber hinaus fördert die EU aktuell das Forschungsprojekt PAGE 21 (Changing Permafrost in the Arctic and its Global Effects in the 21st Century) und das Netzwerk-Programm PAST Gateways (Palaeo-Arctic Spatial and Temporal Gateways), die jeweils überwiegend geowissenschaftlich ausgerichtet sind und eine große Bedeutung für ein besseres Verständnis der natürlichen und anthropogenen Veränderungen in der Arktis auf unterschiedlichen Zeitskalen haben.

HANDLUNGSBEDARF FÜR DIE DEUTSCHE GEOWISSENSCHAFTLICHE POLARFORSCHUNG

Die geowissenschaftliche Polarforschung in Deutschland hat sich in den vergangenen Jahrzehnten eine internationale Spitzenstellung erarbeitet, die auf ihrer sehr guten Forschungsleistung und einer intensiven nationalen und internationalen Vernetzung basiert. Um diese Position zu halten und den drängenden Forschungsfragen auch in der Zukunft begegnen zu können, besteht jedoch mit Sicht auf die kommenden ein bis zwei Jahrzehnte umfangreicher Handlungsbedarf. Der Handlungsbedarf betrifft insbesondere:

- (1) die politischen Rahmenbedingungen,
- (2) die polare Infrastruktur,
- (3) die Laboranalytik, Datenanalyse und Datenarchivierung,
- (4) die Forschungsprogramme und Forschungsförderung.

(1) Politische Rahmenbedingungen

- Bilaterale Kooperationen mit Arktis-Anrainerstaaten über Fachvereinbarungen im Rahmen der WTZ intensivieren und erweitern.
- Genehmigungsverfahren für Forschungsarbeiten in der Antarktis durch das UBA optimieren und Aufwand für die Erfüllung von Aufgaben minimieren.
- Politische Unterstützung zur Initiierung einer Folgeinitiative zum Internationalen Polarjahr 2007-2008.
- Verstärkte Vermittlung sozioökonomischer Aspekte mit gesellschaftlicher Relevanz.

(2) Polare Infrastruktur

- Erweiterung der Möglichkeiten für marine, terrestrische und (sub-)glaziale Forschungsbohrungen.
- Einsatz von neuen seismischen Verfahren zur geophysikalischen Erkundung des Untergrunds.
- Ausbau der Beobachtungstechnologie geowissenschaftlicher Prozesse (Fernerkundung, submarine Fahrzeuge und Observatorien)

(3) Laboranalytik, Datenanalyse und Datenarchivierung

- Verbesserungen der Datierungsmethoden über kosmogene Nuklide und komponentenspezifische ¹⁴C-Datierungen.
- Entwicklung neuer Proxys und Verbesserung von Transferfunktionen zur Quantifizierung von Klima- und Umweltparametern in der geologischen Vergangenheit.

(4) Forschungsprogramme und Forschungsförderung

- National Forschungsprogramme von AWI und BGR weiterführen und kontinuierlich dem Bedarf anpassen.
- Stärkere Beteiligung und häufigere Federführung deutscher Geowissenschaftler bei internationalen Forschungsprogrammen.
- Ausdehnung der Projektförderung durch das BMBF auf die gesamte Arktis und Antarktis.
- Bessere finanzielle Ausstattung des DFG-Schwerpunktprogrammes 1158, Erweiterung auf die Arktis und Ergänzung durch koordinierte DFG-Programme.
- Stärkere Implementierung polargeowissenschaftlicher Themen in das EU-Rahmenprogramm, EU-Förderung von IODP und ICDP.

Politische Rahmenbedingungen

Vor allem durch die Mitgliedschaft im SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research) und IASC (International Arctic Science Committee) ist die deutsche Forschung eng in das Netzwerk der internationalen Polarforschung eingebunden. So entsendet Deutschland über das „Nationalkomitee SCAR/IASC“ etablierte Wissenschaftler in alle für die geowissenschaftliche Forschung relevanten Arbeitsgruppen und Gremien von SCAR und IASC.

In der Arktis werden Forschungsarbeiten in der Regel in den Hoheitsgebieten von Anrainerstaaten durchgeführt, bei denen Forschungsgenehmigungen eingeholt werden müssen. Das galt schon immer für die terrestrischen geowissenschaftlichen Expeditionen in die Arktis, zunehmend aber auch für Schiffs-Expeditionen, da die nationalen Ansprüche im Rahmen des Seerechtsübereinkommens (SRÜ) sukzessive erweitert werden (s. Abb. 4). Dadurch müssen heute mitunter mehrere Genehmigungen von unterschiedlichen Staaten eingeholt werden, wobei die marine geowissenschaftliche Forschung auf den Kontinentalschelfen zunehmend Restriktionen unterliegt. Durch verstärkte Umweltauflagen und die Einrichtung von Nationalparks sind auch die Arbeiten an Land zunehmend eingeschränkt (z.B. kanadische Arktis, Svalbard). Hier ist besondere politische Unterstützung notwendig, um seitens der deutschen Polarforschung kontinuierlich aktiv sein zu können.

Diese Unterstützung erfolgt zum Beispiel im Rahmen von bilateralen Fachvereinbarungen zur Wissenschaftlich-Technischen Zusammenarbeit (WTZ), die derzeit mit Russland und mit Kanada existieren. Es wäre wünschenswert, die Zusammenarbeit mit diesen beiden Ländern zu intensivieren und WTZ-Vereinbarungen für die Arktisforschung mit weiteren Arktis-Anrainerstaaten zu schließen.

Für Forschungsarbeiten in der Antarktis werden die erforderlichen Genehmigungen durch die nationalen Umweltbehörden erteilt, in Deutschland durch das Umweltbundesamt (UBA) des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit (BMUB). In den vergangenen Jahren ist das Antragsverfahren zunehmend aufwendiger geworden. Zusätzlich wurden insbesondere für seismologische Messungen die Auflagen verschärft, was Einschränkungen bei den Messungen und erhebliche finanzielle und personelle Mehraufwendungen zur Folge hat. Hier wäre eine Vereinfachung und Beschleunigung des Antragsverfahrens wünschenswert sowie eine Minimierung der personellen und finanziellen Aufwendungen für die Erfüllung von ggf. erforderlichen Auflagen.

Einen erheblichen Impuls hat die Forschung in den Polarregionen in jüngerer Zeit durch das Internationale Polarjahr 2007-2008 (IPY International Polar Year) des ICSU (International Council for Science) und der WMO (World Meteorological Organization) erfahren. Im Rahmen des IPY wurde

eine Reihe von Großprojekten initiiert oder befördert. Zu den geowissenschaftlichen Projekten mit starker deutscher Beteiligung zählen die Bohrprojekte ANDRILL und Elgygytyn sowie die Projekte AGAP (Antarctica's Gamburtsev Province), BIPOMAC (Bipolar Climate Machinery), Plates & Gates (Plate Tectonics and Polar Gateways) und PAST Permafrost.

Das IPY hat insgesamt zu einer wesentlich besseren internationalen Abstimmung und Vernetzung der Polarforschung geführt und die konsistente Datensicherung und Datenverfügbarmachung befördert. Daher wäre es zu begrüßen, wenn in absehbarer Zeit eine vergleichbare internationale Initiative folgen würde. Eine Möglichkeit wäre die Einrichtung einer „polaren Dekade“, wie von russischer Seite vorgeschlagen.

Die rasanten Umweltveränderungen in den Polargebieten haben sozioökonomische Konsequenzen. Mit der weiteren Abnahme des Meereises werden neue Schifffahrtsrouten zu einer weiteren Erschließung der Arktis führen. Die Nachfrage nach dort lagernden Rohstoffen kommt aus dicht besiedelten Zentren in Europa, Nordamerika und Asien. Zunehmende ökonomische Aktivitäten in der Arktis werden gravierende Auswirkungen auf das empfindliche Öko- und Klimasystem der Region haben, mit möglichen Rückkopplungseffekten auf weltweite Wetter, Klima- und Umweltverhältnisse. Diese komplexe Situation wirft nicht zuletzt rechtliche und politische Fragen auf, etwa wie Gebietsansprüche in der Arktis zu klären und Zuständigkeiten für die Probleme der Arktis zu regeln sind. Davon unmittelbar betroffen ist die indigene Bevölkerung der Arktis.

Auch in der Antarktis gehen Umweltänderungen mit ökologischen Veränderungen einher. Hier sind Schutzmaßnahmen für die Umwelt und die Erhaltung des Antarktisvertrags im Sinne einer ausschließlich friedlichen, wissenschaftlichen und touristischen Nutzung der Antarktis erforderlich.

Die Vermittlung dieser Notwendigkeiten im Sinne einer Aufklärung und Beratung erfordert „Stakeholder“-Aktivitäten, wie sie im großen Rahmen international über SCAR, IASC und den Arktischen Rat (Arctic Council) betrieben werden. Auf nationaler Ebene beginnt die Aufklärung über Maßnahmen zur Öffentlichkeitsarbeit, Medienpräsenz, und die Präsentation polarer Themen in der Schule und in Diskussionsforen zwischen Politikern, Wissenschaftlern und Bevölkerung. Beispiele dafür sind z.B. der Arbeitskreis Polarlehrer der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung, die von Berlin-Potsdamer Einrichtungen getragene „Arctic Discussion Series“ (AWI, IASC-Sekretariat, Kanadische Botschaft, Institute for Advanced Sustainability Studies, IASS) oder die Potsdam Summer School 2014 „Arctic in the Anthropocene“.

Polare Infrastruktur

Für die Beantwortung von zahlreichen der in dieser Schrift dargelegten offenen Fragen ist geologisches Probenmaterial erforderlich, das ausschließlich über Bohrungen erschlossen werden kann. Das betrifft tief liegende Sedimentschichten in den polaren Ozeanen und deren krustale Unterlage ebenso wie warmzeitliche Sedimentablagerungen an Land, die spätere

Eisvorstöße überdauert haben, und die Lockersedimente und Festgesteine unterhalb der heutigen Eisschilde, Gletscher und Schelfeise. Das Probenmaterial kann zum Teil erschlossen werden, indem laufende Bohrprogramme (z.B. von IODP und ICDP) fortgeführt werden. Allerdings sind dabei technische Ergänzungen und Weiterentwicklungen erforderlich. Diese betreffen unter anderem die derzeit vorgesehene Option, das Forschungsschiff „Polarstern II“ temporär mit einem Bohrturm ausrüsten zu können. Damit könnte Deutschland langfristig eine federführende Rolle bei Forschungsbohrungen in Eis bedeckten Meeresgebieten einnehmen.

Sehr begrüßt wird daneben die derzeit laufende Weiterentwicklung des Meeresboden-Bohrgeräts (MeBo) am MARUM in Bremen, mit der die maximal erreichbaren Bohrtiefen von derzeit 80 auf 200 m erweitert werden sollen. Damit würde die Lücke bei den Bohrtiefen zwischen den konventionellen leichten Kerngeräten (i.d.R. <20 m) und der Tiefbohrtechnik (i.d.R. >500 m) weiter geschlossen werden.

Zusätzlich zu diesen laufenden Initiativen würde die geowissenschaftliche Polarforschung sehr davon profitieren, wenn die vorhandene Eisbohrtechnik dahingehend weiterentwickelt werden könnte, dass Sediment- und Festgesteinsproben von der Basis des aufliegenden Inlandeises und unter den schwimmenden Schelfeisen leichter gewonnen werden können.

Die geologischen Bohrprojekte im Ozean, in Seen und an Land erfordern zunehmend detaillierte Vorinformationen zum Aufbau und zu den Lagerungsverhältnissen des Untergrunds. Diese Kenntnisse werden benötigt, um die idealen Bohrpositionen festzulegen, Bohrrisiken abzuschätzen und die punktuellen Informationen aus Bohrungen und Aufschlüssen in zwei- und dreidimensionale Bilder des Untergrunds zu überführen. Diese Vorinformationen werden vor allem mittels geophysikalischer Radar-, Schwerfeld-, geomagnetischer und seismischer Messungen gewonnen. Dabei besteht Innovationspotential und -bedarf insbesondere bei den seismischen Messungen. Das betrifft zum einen die Reduzierung von Unterwasserschall, der negative Auswirkungen auf marine Säuger haben kann. Hier können möglicherweise mittelfristig Verbesserungen über vibroseismische Verfahren erzielt werden, die jedoch noch umfangreicher Weiterentwicklungen bedürfen. Zum anderen gilt es die räumliche Auflösung der Daten weiter zu verbessern. Das kann mit bereits etablierten 3D-seismischen Verfahren geschehen. Da die neuen und in der Planung befindlichen deutschen Forschungsschiffe prinzipiell dafür ausgelegt sind, 3D-Seismik zu betreiben, sollten die entsprechenden Messgeräte zeitnah angeschafft werden.

Für ein besseres Verständnis der geowissenschaftlichen Prozesse, die in den Polargebieten operieren, ist ihre direkte Beobachtung von zunehmender Bedeutung. Solche Beobachtungen sind auch für die Interpretation und Quantifizierung von Daten aus fossilen Sedimenten und Gesteinsproben unerlässlich, da daraus Analogieschlüsse auf Prozesse in der geologischen Vergangenheit abgeleitet werden können. Die rezenten Beobachtungen basieren vor allem auf Fernerkundungsverfahren, aber auch auf dem Einsatz von submarinen Messfahrzeugen und Observatorien.

Die Fernerkundung mittels Satellitenaufnahmen (z.B. CryoSat-2) sowie Flugzeug- und Hubschrauber-Messungen ermög-

lichen Geowissenschaftlern, den aktuellen Umweltwandel über den Ansatz der „Change Detection“ zu erfassen und zu quantifizieren. Beispiele sind die satellitengestützten Beobachtungen des Meereis- und Gletscherschwunds sowie des vielgestaltigen Landschafts- und Vegetationswandels in den Permafrostregionen der Arktis, der sich besonders in der Ausprägung von Thermokarstseen und Thermoerosionsformen andeutet. Flugzeug- und Hubschrauber-gestützte Messungen betreffen beispielsweise die Erfassung von Wind, Temperatur und Luftfeuchte in der oberflächennahen Atmosphäre sowie des Eisbedeckungsgrads. Anhand der Daten lassen sich Wechselwirkungsprozesse im Erdsystem bestimmen, wie etwa der Wärmeaustausch zwischen eisbedecktem Ozean und Atmosphäre. Weiterhin werden Strahlungsflüsse gemessen, um z.B. die Albedo des Meereises in Abhängigkeit vom Grad der Eisbedeckung in Klimamodellen besser darstellen zu können. Auch die Freisetzung von Methan kann bestimmt werden.

Im Vergleich zur Erdoberfläche und zum Weltraum stellt die Tiefsee eines der am wenigsten erforschten Areale unserer Lebenswelt dar. Mit der Entwicklung von Tiefseeobservatorien und dem Einsatz von ferngesteuerten Unterwasserfahrzeugen wie ROVs (Remotely Operated Vehicle) sowie AUVs (Autonomous Underwater Vehicle) wird in den kommenden Jahren ein starker Erkenntnisgewinn erwartet, der auch die polaren Meere betrifft. Der Einsatz von ROVs und AUVs hat in den letzten Jahren zum Verständnis biologischer Prozesse unter dem Meereis beigetragen und ist von immenser Bedeutung bei der Erfassung von Pionier-Biozönosen unter jüngst freigelegten Schelfarealen durch den großflächigen Verlust von Schelfeisen in der Antarktis.

Beispiel eines systematischen Tiefsee-Monitorings ist das Arktische Langzeit-Observatorium FRAM (Frontiers in Arctic Marine Monitoring) in der Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland, welches künftig die Grenzen der arktischen Meeresbeobachtung erweitert. Es stellt die Weiterentwicklung des seit mehr als 15 Jahren vom AWI betriebenen „Hausgartens“ dar. Das Observatorium verfügt über eine Vielzahl von Verankerungsketten über die sich Tiefseegeräte anschließen lassen. Mit Hilfe neuer Entwicklungen und bewährter Technologien, vom Unterwasserfahrzeug bis zum Mikrosensor, ermöglicht das Observatorium es, physikalische, chemische und biologische Daten in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu erfassen. Bisher ortsgebundene Messeinheiten werden mit vielen beweglichen Komponenten wie Tiefseerobotern, Eisbojen, Gleitern und autonom navigierenden Unterwasserrobotern ergänzt. Sie sollen es ermöglichen, über die Verankerungskette und den Hausgarten hinaus vom Europäischen Nordmeer bis in die Arktis zu schauen.

Als Fazit ergibt sich die Notwendigkeit eines Nebeneinanders sowohl von traditioneller geologischer Feld- und Meeresforschung als auch von konzentrierter Anwendung innovativer Labor- und Modellierungsmethoden. Insbesondere die Nutzung von Langzeitobservatorien im Orbit, zu Luft und im Wasser offenbart ein großes Entwicklungspotential, welches unbedingt gefördert werden muss.

Laboranalytik, Datenanalyse und Datenarchivierung

Eine wichtige Voraussetzung für die Beantwortung geowissenschaftlicher Schlüsselfragen in der Polarforschung ist die präzise Datierung der zu untersuchenden Gesteine und Lockersedimente. Genaue Altersdaten werden benötigt, um die Befunde aus einer einzelnen Region in den Kontext mit den Klima- und Umweltbedingungen in anderen Regionen der Erde zur gleichen Zeit zu stellen und damit die Antriebsmechanismen und Wechselwirkungen im System Erde besser zu verstehen. Daher gilt es, die in den vergangenen Jahren erzielten methodischen Verbesserungen und Erweiterungen bei den Datierungsmethoden, beispielsweise über kosmogene Nuklide oder komponentenspezifische Radiokohlenstoff-Datierungen, in den nächsten Jahren weiter voranzutreiben und auszubauen.

In ähnlicher Weise muss die Interpretation von geologischen Daten weiter verbessert werden. Hier wurden in den vergangenen Jahren besonders deutliche Fortschritte bei der Entwicklung und Verbesserung von Transferfunktionen zur quantitativen Rekonstruktion von Klima- und Umweltvariablen gemacht. Die Transferfunktionen haben ihren Ursprung in der statistischen Auswertung von Mikrofossil-Vergesellschaftungen (IMBRIE & KIPP 1971), konnten aber inzwischen um zahlreiche geochemische Stellvertreterdaten (Proxys) ergänzt werden (z.B. FISCHER & WEFER 2012, BIRKS et al. 2012). Weiteres Potenzial besteht in einer noch besseren Verknüpfung unterschiedlicher Proxy-Arten in gemeinsamen Transferfunktionen und in einer Verdichtung der rezenten Trainingsdatensätze. Daneben konnten neue Proxys etabliert werden. Von besonderer Bedeutung für die Polargebiete sind dabei die aus Biomarkern abgeleiteten TEX₈₆ (SCHOUTEN et al. 2002) sowie IP25 (MÜLLER et al. 2009), die absolute Werte zu den Temperaturen (Tex₈₆) bzw. zur Meeresbedeckung des Ozeans (IP25) liefern.

Große Fortschritte wurden in den vergangenen Jahren auch bei der Archivierung geowissenschaftlicher Daten und bei ihrer Berücksichtigung in numerischen Klimamodellen gemacht. Bei der Datenarchivierung ist die Akzeptanz in der Wissenschaft zwar deutlich gestiegen, die tatsächliche Einspeisungsrate ist aber immer noch nicht befriedigend. Hier wäre eine stärkere Verpflichtung durch die Geldgeber von Drittmittelprojekten zu begrüßen, beispielsweise die Einforderung von belastbaren Nachweisen der Dateneinspeisung in Datenbanken wie PANGAEA als Bestandteil der Abschlussberichte zu Projekten. Die Verfügbarkeit quantitativer geologischer Daten ist eine Voraussetzung für die Entwicklung und Verifizierung von Klimamodellen und wird daher in den nächsten Jahren zunehmend benötigt.

Forschungsprogramme und Forschungsförderung

Die deutsche geowissenschaftliche Forschung in den Polargebieten ist prinzipiell frei von externen Vorgaben, wird aber nicht zuletzt aufgrund der oft aufwendigen Logistik maßgeblich von nationalen und internationalen Forschungsprogrammen getrieben.

National spielt das Forschungsprogramm des AWI eine wesentliche Rolle, das im Rahmen der programmorientierten

Förderung der Helmholtz-Zentren alle fünf Jahre hinterfragt, begutachtet und ggf. modifiziert wird. Über das AWI-Forschungsprogramm (aktuell PACES II; 2014-2018) werden nicht nur wichtige Fragestellungen der deutschen Polarforschung adressiert, sondern teilweise auch die Einsatzgebiete des FS „Polarstern“ und der Polarflugzeuge vorgegeben. In ähnlicher Weise haben die Forschungsprogramme der BGR einen starken Einfluss auf die geologische Erforschung der polaren Landgebiete. Dabei sind das GANOVEX-Programm (German Antarctic North Victoria Land Expedition) in der Antarktis und das CASE-Programm (Circum-Arctic Structural Events) in der Arktis wesentlich langfristiger angelegt als die Forschungsprogramme des AWI. Die Programme des AWI und der BGR finden i.d.R. gemeinsam mit in- und ausländischen Kooperationspartnern statt. Das erleichtert deutschen universitären Arbeitsgruppen den Zugang zur Polarforschung. Die universitäre Forschung kann aber auch unabhängig von AWI und BGR betrieben werden, z.B. unter Nutzung ausschließlich ausländischer Infrastruktur. Dieses System der nationalen Forschungsplanungen mit recht hohem Flexibilitätsgrad hat sich bewährt und sollte für die deutsche geowissenschaftliche Polarforschung beibehalten werden.

Ein großer Teil der deutschen geowissenschaftlichen Forschung in den Polargebieten ist in internationale Forschungsprogramme eingebunden, die häufig über SCAR und IASC koordiniert werden. Dazu zählen große geophysikalische Messkampagnen (z.B. das AGAP-Projekt) ebenso wie Forschungsbohrungen im marinen Bereich (z.B. ANDRILL und IODP), auf den Kontinenten (z.B. durch ICDP) und in die polaren Eiskappen (z.B. NEEM, EPICA). Dabei könnte der deutsche Anteil teilweise größer sein oder es könnte häufiger eine federführende Rolle von deutschen Geowissenschaftlern eingenommen werden. Entsprechende Entwicklungen sind erfreulicherweise aktuell bei IODP- und ICDP-Projekten erkennbar.

Die Forschungsförderung über das BMBF reicht von der Hauptfinanzierung des AWI, über die Finanzierung von Forschungsinfrastruktur (z.B. „Polarstern II“, Neumayer III, Polarflugzeuge) bis hin zur Projektförderung in der Arktis über bilaterale WTZ-Vereinbarungen. Es wäre zu begrüßen, wenn die Projektförderung auf die gesamte Arktis und auf die Antarktis ausgedehnt würde. In der Arktis könnten damit erstmals koordinierte BMBF-Projekte größere zirkumarktische Fragestellungen bearbeiten. Mit dem Wiedereinstieg in eine Antarktis-Projektförderung würde der aktuell zunehmenden Bedeutung der Antarktisforschung Rechnung getragen.

Die Projektförderung in der Antarktis basiert derzeit vor allem auf dem Schwerpunktprogramm 1158 der DFG, welches zudem vergleichende Untersuchungen in den eisbedeckten Gebieten der Arktis unterstützt. Das SPP sollte besser finanziell ausgestattet werden, um die aktuell unbefriedigende Bewilligungsquote zu erhöhen. Darüber hinaus sollte die Beschränkung der Arktisförderung auf vergleichende Untersuchungen gestrichen werden, da es für Forschungsprojekte in der Arktis, die für eine BMBF-Förderung zu klein sind, kaum ein anderes Förderinstrument gibt. Außerdem wäre es wünschenswert, wenn die DFG in den Polargebieten neben kleineren Projekten im SPP auch größere koordinierte Programme, wie Sonderforschungsbereiche (SFB), Transregios (TR) oder Forschergruppen (FOR), fördern würde. Das setzt naturgemäß

entsprechende Anträge voraus, wie den aktuell eingereichten Antrag auf Einrichtung eines Transregio zur Erforschung der verstärkten Klimaerwärmung in der Arktis (ArctiC Amplification: Climate Relevant Atmospheric and SurfaCe Processes, and Feedback Mechanisms (AC)³), an dem drei Universitäten und zwei außeruniversitäre Forschungseinrichtungen beteiligt sind.

Der größte Verbesserungsbedarf wird jedoch bei der EU-Förderung der geowissenschaftlichen Polarforschung gesehen. Die EU-Förderung beschränkt sich derzeit weitgehend auf glaziologische Bohrprogramme (NEEM, EPICA) sowie ein Forschungsprojekt (PAGE 21) und ein Netzwerk-Programm (PAST Gateways) in der Arktis. Hier ist das Bestreben, polargeowissenschaftliche Themen zukünftig stärker in das EU-Rahmenprogramm zu implementieren. Außerdem wäre eine EU-Förderung der geologischen Bohrprogramme (IODP, ICDP) wünschenswert.

SCHLUSSBETRACHTUNG

Die Erstellung der hier vorliegenden Strategieschrift durch den Arbeitskreis Geologie und Geophysik der Polargebiete verfolgte drei übergeordnete Ziele. Erstens sollte Bilanz gezogen werden, was die geowissenschaftliche Polarforschung in Deutschland in den letzten Dekaden in den beiden Polarregionen erreicht hat. Zweitens sollte der aktuelle Forschungsbedarf sondiert werden, der sich aus den erzielten Ergebnissen aber auch aus den sich veränderten sozioökonomischen Interessen der Gesellschaft ergibt. Und drittens sollte der Handlungsbedarf herausgearbeitet werden, dem Rechnung getragen werden muss, damit die geowissenschaftliche Polarforschung in den nächsten ein bis zwei Dekaden die Antworten auf die heute drängenden Fragen geben und nach wie vor eine federführende Rolle im Kontext der internationalen Polarforschung spielen kann.

Eine Bilanz der vergangenen Forschungsleistung fällt positiv aus. Vergleiche beispielsweise mit älteren Strategieschriften (z.B. DGP 1984a, 1984b, 1999, SPINDLER et al. 2005) machen deutlich, dass sich unser heutiges Verständnis des geologischen Aufbaus und der Geschichte der Polargebiete in den vergangenen Jahren in vielfältiger Weise verbessert hat. Wichtige Beiträge dazu wurden von den marinen, terrestrischen und glaziologischen Bohrprogrammen sowie von den GANOVEX- und CASE-Projekten der BGR geliefert. Neben diesen Großprojekten haben viele kleine Einzelergebnisse zum aktuellen Wissensstand beigetragen. Von besonderer Bedeutung sind dabei methodische Weiterentwicklungen, die den Geowissenschaftlern unter anderem verbesserte Datierungen und Quantifizierungen von Prozessen in der geologischen Vergangenheit ermöglichen.

Der aus den erzielten Ergebnissen abgeleitete Forschungsbedarf hat sich bei den übergeordneten Themenkomplexen in den letzten Jahren wenig verändert. Größere Änderungen zeigen sich im Detail. Sie offenbaren sich insbesondere bei den 19 Schlüsselfragen, deren Beantwortung in der vorliegenden Schrift höchste Priorität eingeräumt wird. Diese Schlüsselfragen, sowohl zum geologischen Untergrund der Polargebiete als auch zur Rolle der Polargebiete im globalen Klimasystem, sind von großer gesellschaftlicher Relevanz und/oder globaler

Bedeutung. Sie sollen von den geowissenschaftlichen Polarforschern in Deutschland daher in den kommenden ein bis zwei Dekaden prioritär bearbeitet werden.

Der in dieser Schrift herausgearbeitete Handlungsbedarf ist vielfältig. Er reicht von Anpassungen der politischen Rahmenbedingungen und Infrastrukturmaßnahmen, die erfüllt bzw. umgesetzt werden müssen, über Verbesserungen in der Laboranalytik und Datenanalyse, bis hin zu Veränderungen bei den Forschungsprogrammen und bei der Forschungsförderung. Die Auflistung zeigt, dass die geowissenschaftliche Polarforschung in Deutschland trotz der großen Erfolge in der Vergangenheit noch Verbesserungspotential hat. Mit der Erfüllung des Handlungsbedarfs wären auch finanzielle Anstrengungen verbunden, die allerdings zum Großteil auch anderen Forschungsdisziplinen zu Gute kämen, und die in Anbetracht der Bedeutung der Polargebiete im System Erde gute Investitionen in die Zukunft darstellen würden.

An dieser Stelle sei den Mitgliedern des DGP-Arbeitskreises Geologie und Geophysik der Polargebiete gedankt, die zu dieser Strategieschrift beigetragen haben aber nicht im Autorenkollektiv aufgeführt sind. Dem Vorstand der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung danken wir für die Ermunterung zur Erstellung der Schrift und die vielfältige Unterstützung. Dem AWI sind wir für die Bereitstellung von unpubliziertem Bildmaterial dankbar. Ein besonderer Dank gilt Dieter Fütterer für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die redaktionelle Betreuung dieser Publikation.

Literatur

- Alley, R.B., Clark, P.U., Huybrechts, P. & Joughin, I. (2005): Ice-sheet and sea-level changes.- *Science* 310: 456-460.
- Antarctic Treaty (1959): http://www.ats.aq/documents/keydocs/vol_1/vol1_2_AT_Antarctic_Treaty_e.pdf
- Argus, D.F., Peltier, W.R., Drummond, R. & Moore, A.W. (2014): The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories.- *Geophys. J. Int.* 198: 537-563.
- Arndt, J.E., Schenke, H.W., Jakobsson, M., Nitsche, F.-O., Buys, G., Goleby, B., Rebesco, M., Bohoyo, F., Hong, J.K., Black, J., Greku, R.K., Udintsev, G.B., Barrios, F., Reynoso-Peralta, W., Taisei, M. & Wigley, R. (2013): The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean Version 1.0 - A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters.- *Geophys. Res. Lett.* 40: 1-7.
- Auswärtiges Amt (2013): Leitlinien deutscher Arktispolitik – Verantwortung übernehmen, Chancen Nutzen. Auswärtiges Amt, Berlin, 1-22.
- Backman, J., Moran, K., McInroy, D.B., Mayer, L.A. & Expedition 302 Scientists (2006): Arctic Coring Expedition (ACEX), Expedition 302 of the mission-specific platform from Tromsø, Norway, Sites M0001-M0004.- *Proc. IODP, 302*, College Station, Texas (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), doi:10.2204/iodp.sp.302.2004.
- Bailey, J.C. & Rasmussen, M.H. (1997): Petrochemistry of Jurassic and Cretaceous tholeiites from Kong Karls Land, Svalbard, and their relation to Mesozoic magmatism in the Arctic.- *Polar Research* 16: 37-62.
- Bamber, J.L., Riva, R.E.M., Vermeersen, B.L.A. & LeBrocq, A.M. (2009): Reassessment of the potential sea-level rise from a collapse of the West Antarctic Ice Sheet.- *Science* 324: 901-903.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R. & Broecker W.S. (2009): Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation.- *Nature* 457: 1097-1102.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R.L., Parrenin, F., Putnam, A.E., Skinner, L.C., Wolff, E. & Ziegler M. (2011): 800,000 years of abrupt climate variability.- *Science* 334: 347-351.
- Barr, I.D. & Solomina, O. (2014): Pleistocene and Holocene glacier fluctuations upon the Kamchatka Peninsula.- *Global Planet. Change* 113: 110-120.
- Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D. & Lea, D.W. (2005): Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 237: 33-44.
- Behrendt, J.C. (1999): Crustal and lithospheric structure of the West Antarctic Rift System from geophysical investigations - a review.- *Global Planet. Change* 23: 25-44.
- Belt, S.T., Massé, G., Rowland, S.J., Poulin, M., Michel, C. & LeBlanc, B. (2007): A novel chemical fossil of palaeo sea ice: IP25.- *Org. Geochem.* 38: 16-27.
- Bijl, P.K., Bendle, J.A.P., Bohaty, S.M., Pross, J., Schouten, S., Tauxe, L., Stickley, C.E., McKay, R.M., Röhl, U., Olney, M., Sluijs, A., Escutia, C., Brinkhuis, H. & Expedition 318 Scientists (2013): Eocene cooling linked to early flow across the Tasmanian Gateway.- *PNAS* 110: 9645-50.
- Bird, K.J., Charpentier, R.R., Gautier, D.L., Houseknecht, D.W., Klett, T.R., Pitman, J.K., Moore, T.E., Schenk, C.J., Tennyson, M.E. & Wandrey, C.J. (2008): Circum-Arctic resource appraisal: estimates of undiscovered oil and gas north of the Arctic Circle.- *U.S. Geol. Surv. Fact Sheet* 2008-3049 <<http://pubs.usgs.gov/fs/2008/3049>>
- Birks, J.B.H., Lotter, A.F., Juggins, S. & Smol, J.P. (Eds.) (2012): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol. 5: Data Handling and Numerical Techniques.- Springer Science & Business Media, 1-745.
- BMBF (1996): Polarforschung: Programm der Bundesregierung.- Bundesmin. f. Bildung Wissensch. Forsch. u. Technol., Bonn, 1-104.
- BMBF (2011): Schnelle Veränderungen in der Arktis: Polarforschung in globaler Verantwortung.- Bundesmin. f. Bildung u. Forsch., Berlin, 1-23.
- BMFT (1986): Antarktisforschungsprogramm der Bundesrepublik Deutschland.- Bundesmin. f. Forsch. u. Technol., Bonn, 1-116.
- BMU (2011): Deutsches Engagement für den weißen Kontinent. Antarktisvertrag - 30 Jahre Konsultativstatus.- Bundesmin. f. Umwelt, Natursch. u. Reaktorsich., 1-50.
- Boger, S.D. (2011): Antarctica – before and after Gondwana.- *Gondwana Research* 19: 335-371.
- Boike, J., Elger, K., Brunke, M. & Hinzen, L.D. (2015): Schematic overview of a typical terrestrial and shallow-marine permafrost landscape during summer and winter.- doi: 10.5880/GFZ.LIS.2015.001.
- Broecker, W.S. (1998): Paleocirculation during the last deglaciation: a bipolar seesaw?.- *Paleoceanography* 13: 119-121.
- Brown, J., Ferrians, Jr. O.J., Heginbottom, J.A. & Melnikov, E.S. (1998): Circum-Arctic map of permafrost and ground conditions.- *US Geol.-Ice Survey Series*, CP-45. Reston, VA, USA.
- Brozena, J.M., Childers, V.A., Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Forsberg, R., Faleide, J.I. & Eldholm, O. (2003): New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development.- *Geology* 31: 825-828.
- Buchan, K.L. & Ernst, R. (2006): Giant dyke swarms and the reconstruction of the Canadian Arctic islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land. In: E. HANSKI, S. MERTANEN, T. RÄMÖ, & J. VUOLLO (eds), *Dyke swarms – Time Markers of Crustal Evolution*. Taylor & Francis, London, 27-48.
- Carey, S.W. (1958): The orocline concept in geotectonics.- *R. Soc. Tasmania Pap. Proc.* 89: 255-288.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A.S. (2013): Sea level change.- In: T.F. STOCKER, D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX & P.M. MIDGLEY (eds), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 1137-1216.
- Clark, P.U., Pisias, N.G., Stocker, T.F. & Weaver, A.J. (2002): The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change.- *Nature* 415: 863-869.
- Clark, P.U. & Tarasov, L. (2014): Closing the sea level budget at the Last Glacial Maximum.- *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 111: 15861-15862.
- Colpron, M. & Nelson, J.L. (2011): A Palaeozoic NW Passage and the Timanian, Caledonian and Uralian connections of some exotic terranes in the North American Cordillera.- In: A.M. SPENCER, A.F. EMBRY, D.L. GAUTIER, A.V. STOUPAKOVA & K. SØRENSE (eds), *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London Mem. 463-484.
- Corfu, F., Polteau, S., Planke, S., Faleide, J.I., Svensen, H., Zayoncheck, A. & Stolbov, N. (2013): U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province.- *Geol. Mag.* 150: 1127-1135.
- Corr, H.F.J. & Vaughan, D.G. (2008): A recent volcanic eruption beneath the West Antarctic Ice Sheet.- *Nature Geosci.* 1: 122-125.
- Dalziel, I.W.D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- *Geology* 19: 598-601.
- Dalziel, I.W.D. & Elliot, D.H. (1982): West Antarctica: problem child of Gondwanaland.- *Tectonics* 1: 3-19.
- Darby, D.A. (2008): Arctic perennial ice cover over the last 14 million years.- *Paleoceanography* 23: PA1S07.

- Darby, D.A. (2014): Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the Middle Eocene.- *Nature Geosci.* 7: 210-213.
- Dawes, P.R. (2009): Precambrian-Palaeozoic geology of Smith Sound, Canada and Greenland: key constraint to palaeogeographic reconstructions of northern Laurentia and the North Atlantic region.- *Terra Nova* 21: 1-13.
- Dawes, P.R. & Kerr, J.W. (eds) (1982): Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics.- *Meddelelser Grønland, Geosci.* 8: 1-382.
- DeConto, R.M. & Pollard, D. (2003). Rapid Cenozoic glaciations of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂.- *Nature* 421: 245-249.
- DeConto, R.M., Pollard D., Wilson P.A., Palike H., Lear C.H. & Pagani M. (2008): Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation.- *Nature* 455: 652-656.
- De Vernal, A., Gersonde, R., Goosse, H., Seidenkrantz, M.-S. & Wolff, E.W. (2013): Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction.- *Quatern. Sci. Rev.* 79: 1-8.
- DGP (1984a): Geologisches Antarktis-Forschungsprogramm für die Jahre 1984-1989 (ausgearbeitet vom Arbeitskreis Geologie der Polargebiete der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung). Alfred-Wegener-Institut für Polarforschung, 1-30.
- DGP (1984b): Geologische Erforschung arktischer Meeresräume: Stand u. Perspektiven geowissenschaftlicher Forschungen in den Meeresgebieten der Arktis (ausgearbeitet vom Arbeitskreis Geologie der Polargebiete der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung). Alfred-Wegener-Institut für Polarforschung, 1-30.
- DGP (1999): Geowissenschaftliche Polarforschung: Mittel- bis langfristige Perspektiven in der deutschen Polarforschung (ausgearbeitet vom Arbeitskreis Geologie der Polargebiete der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung und der FKPE-Arbeitsgruppe Geophysik der Polargebiete). Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 1-99.
- Dickens, W.A., Graham, A.G.C., Smith, J.A., Dowdeswell, J.A., Larter, R.D., Hillenbrand, C.-D., Trathan, P.N., Arndt, E.J. & Kuhn, G. (2014): A new bathymetric compilation for the South Orkney Islands region, Antarctic Peninsula (49°-39°W to 64°-59°S): insights into the glacial development of the continental shelf.- *Geochim. Geophys. Geosyst.* 15: 2494-2514.
- Diekmann, B. (2007): Sedimentary patterns in the late Quaternary Southern Ocean.- *Deep-Sea Res. Part II*, 54: 2350-2366.
- Diekmann, B. & Kuhn, G. (1999): Provenance and dispersal of glacial-marine surface sediments in the Weddell Sea and adjoining areas, Antarctica: ice-rafting versus current transport.- *Mar. Geology* 158: 209-231.
- Drümel, A., Grobe, H., Diepenbroek, M., Grüttemeier, H., Schumacher, S. & Sieger, R. (2015): The IPY 2007–2008 data legacy – creating open data from IPY publications.- *Earth Syst. Sci. Data* 7: 239-244. doi:10.5194/essd-7-239-2015
- Du Toit, A.L. (1937): *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1-366.
- Eagles, G., Larter, R.D., Gohl, K. & Vaughan, A.P.M. (2009): West Antarctic Rift System in the Antarctic Peninsula.- *Geophys. Res. Lett.* 36: L21305.
- Ehlers, B.-M. & Jokat, W. (2013): Paleo-bathymetry of the northern North Atlantic and consequences for the opening of the Fram Strait.- *Marine Geophys. Res.* 34: 25-43.
- Elsner, H., Läufer, A., Västervik, J., Hemme, Chr., Westphale, E. & Schäffer, U. (2010): Das mineralische Rohstoffpotenzial Grönlands.- *DERA Rohstoffinformationen* 1: 1-81.
- Elsner, H., Västervik, J., Piepjohn, K. & Chemen-Niebuhr, Ch. (2011): Das mineralische Rohstoffpotenzial der nordeuropäischen Arktis.- *DERA Rohstoffinformationen* 3: 1-182.
- Embry, A.F. & Osadetz, K.G. (1988): Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago.- *Can. J. Earth Sci.* 25: 1209-1219.
- EPICA Community Members (2006): One-to-one hemispheric coupling of millennial polar climate variability during the last glacial.- *Nature* 444: 195-198.
- Esper, O. & Gersonde R. (2014): New tools for the reconstruction of pleistocene Antarctic sea ice.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 399: 260-283.
- Estrada, S. & Henjes-Kunst, F. (2013): ⁴⁰Ar-³⁹Ar and U-Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin.- *Z. Dt. Gesell. Geowiss. (German J. Geosci.)* 164: 107-130.
- Estrada, S., Henjes-Kunst, F., Melcher, F. & Tessensohn, F. (2010): Paleocene alkaline volcanism in the Nares Strait region: evidence from volcanic pebbles.- *Int. J. Earth Sci.* 99: 863-890.
- Ferraccioli, F., Finn, C., Jordan, T.A., Bell, R.E., Anderson, L. & Damaske, D. (2011): East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains.- *Nature* 479: 388-392.
- Fischer, G. & Wefer, G. (eds) (2012): *Use of Proxies in Paleoceanography*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-735.
- Fischer, H., Schmitt, J., Luethi, D., Stocker, T.F., Tschumi, T., Parekh P., Joos, F., Köhler, P., Völker, C., Gersonde, R., Barbante, C., Le Floch, M., Raynaud, D. & Wolff, E. (2010): The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations – a synthesis.- *Quatern. Sci. Rev.* 29: 193-205.
- Forsyth, D.A., Morel-A-L'Hussier, P., Asudeh, I. & Green, A.G. (1986): Alpha Ridge and Iceland – products of the same plume? - *J. Geodyn.* 6: 197-214.
- Foster, G.L. & Rohling, E.J. (2013): Relationship between sea level and climate forcing by CO₂ on geological timescales.- *PNAS* 110: 1209-1214.
- Fretwell, P. & 59 co-authors (2013): Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica.- *The Cryosphere* 7: 375-393.
- Friedrich, O., Norris, R.D. & Erbacher, J. (2012): Evolution of middle to Late Cretaceous oceans – A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle.- *Geology* 40: 107-110.
- Frisch, W. & Meschede M. (2005): *Plattentektonik, Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Primus Verlag Darmstadt, 1-208.
- Funck, T., Jackson, H.R. & Shimeld, J. (2011): The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: results from a seismic refraction experiment.- *J. Geophys. Res.* 116: B12101.
- Gautier, D.L., Bird, K.J., Charpentier, R.R., Grantz, A., Houseknecht, D.W., Klett, T.R., Moore, T.E., Pitman, J.K., Schenk, C.J., Schuenemeyer, J.H., Sørensen, K., Tennyson, M.E., Valin, Z.C. & Wandrey, C.J. (2009): Assessment of Undiscovered Oil and Gas in the Arctic.- *Science* 324: 1175-1179.
- Gebhardt, H. & Ingenfeld, E. (2011): Die Arktis im Fokus geoökonomischer und geopolitischer Interessen.- *Geogr. Rundschau* 12: 26-32.
- Gee, D.G., Fossen, H., Henriksen, N. & Higgins, A.K. (2008): From the Early Palaeozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland.- *Episodes* 31: 44-51.
- Gee, D.G. & Stephensen, R.A. (2006): European lithosphere – an introduction.- In: D.G. GEE & R.A. STEPHENSEN (eds), *European Lithosphere Dynamics*, Geol. Soc. London Memoir 32: 1-9.
- Gernandt, H., El Naggar, S., Janneck, J., Matz, T. & Drücker, C. (2007): From Georg Forster Station to Neumayer Station III – a sustainable replacement at Atka Bay for future.- *Polarforschung* 76: 59-85.
- Gernandt, H. & Huch, M. (2009): Neumayer-Station III – die neue Forschungsplattform in der Antarktis.- *Polarforschung* 78: 133-136.
- Gernandt, H. & Thiede, J. (2014): Über die deutschen Forschungsaktivitäten in den Polarregionen.- In: J.L. LOZÁN, H. GRASSL, D. PIEPENBURG & D. NOTZ (eds): *Warnsignal Klima: Die Polarregionen – Wissenschaftliche Fakten*. Verlag Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 290-301.
- Gersonde, R., Crosta, X., Abelman, A. & Armand L. (2005): Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum – a circum-antarctic view based on siliceous microfossil records.- *Quatern. Sci. Rev.* 24: 869-896.
- Gohl, K., Denk, A., Wobbe, F. & Eagles, G. (2013): Deciphering tectonic phases of the Amundsen Sea Embayment shelf, West Antarctica, from a magnetic anomaly grid.- *Tectonophysics* 585: 113-123.
- Golynsky, A.V., Ivanov, S.V., Kazankov, A.J., Jokat, W., Masolov, V.N., von Frese, R.R.B. and the ADMAP Working Group (2013): New continental margin magnetic anomalies off East Antarctica.- *Tectonophysics* 585: 172-184.
- Grantz, A., Eittren, S. & Dinter, D.A. (1979): Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska.- *Tectonophysics* 59: 263-291.
- Grantz, A., Hart, P.E. & Childers, V.A. (2011). Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean.- In: A.M. SPENCER, D. GAUTIER, A. STOUPAKOVA, A. EMBRY & K. SORESENSEN (eds), *Arctic Petroleum Geology*, vol. 35. Geol. Soc. London Memoirs: 771-799.
- Grantz, A., May, S.D., Taylor, P.T. & Lawver, L.A. (1990): Canada Basin.- In: A. GRANTZ, L. JOHNSON & J.F. SWEENEY (eds), *The Arctic Ocean Region*, Geol. Soc. Amer., *The Geology of North America*, L, 379-402.
- Groh, A. (2014): *Zur Bestimmung eisinduzierter Massensignale aus der Kombination geodätischer Daten*. Dissertation, TU Dresden, 1-58.
- Groh, A., Ewert, H., Rosenau, R., Fagioli, E., Gruber, C., Floricioiu, D., Abdel Jaber, W., Linow, S., Flechtner, F., Eineder, M., Dierking, W. & Dietrich, R. (2014): Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects.- *Surv. Geophys.* 35: 1481-1505.
- Groh, A., Ewert, H., Scheinert, M., Fritsche, M., Rülke, A., Richter, A., Rosenau, R. & Dietrich R. (2012): An investigation of the glacial isostatic adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica.- *Glob. Planet. Change* 98/99: 45-53.
- Grosse, G., Harden, J., Turetsky, M., McGuire, D.A., Camill, P., Tarnocai, C., Frohling, S., Schuur, E.A.G., Jorgenson, T., Marchenko, S., Wickland, K.P., French, N., Waldrop, M., Bourgeau-Chavez, L. & Striegl, R.G. (2011): Vulnerability of high-latitude soil organic carbon in North America to disturbance.- *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 116: K00K06.
- Grunow, A., Hanson, R. & Wilson, T. (1996): Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? - *Geology* 24: 1063-1066.
- Gunter, B.C., Didova, O., Riva, R.E.M., Ligenberg, S.R.M., Lenaerts, J.T.M., King, M.A., van den Broeke, M.R. & Urban T. (2014): Empirical estimation of present-day Antarctic glacial isostatic adjustment and ice mass change. *Cryosph.* 8: 743-760.

- Hansen, K., Dawes, P.R., Frisch, T. & Jensen, P.K. (2011): A fission track transect across Nares Strait (Canada-Greenland): further evidence that the Wegener Fault is a myth.- *Can. J. Earth Sci.* 48: 819-840.
- Hass, H.C., Kuhn, G., Monien, P., Brumsack, H.-J. & Forwick, M. (2010): Climate fluctuations during the past two millennia as recorded in sediments from Maxwell Bay, South Shetland Islands, West Antarctica.- *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 344: 243-260.
- Haug, G.H., Ganopolski, A., Sigman, D.M., Rosell-Mele, A., Swann, G.E.A., Tiedemann, R., Jaccard, S.L., Bollmann, J., Maslin, M.A., Leng, M.J. & Eglinton, G. (2005): North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago.- *Nature* 433: 821-825.
- Hillenbrand, C.-D., Bentley, M.J., Stollendorf, T.D., Hein, A.S., Kuhn, G., Graham, A.G.C., Fogwill, C.J., Kristoffersen, Y., Smith, J.A., Anderson, J.B., Larter, R.D., Melles, M., Hodgson, D.A., Mulvaney, R. & Sugden, D.E. (2014): Reconstruction of changes in the Weddell Sea sector of the Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum.- *Quatern. Sci. Rev.* 100: 111-136.
- Hillenbrand, C.-D., Kuhn, G., Smith, J.A., Gohl, K., Graham, A.G.C., Larter, R.D., Klages, J.P., Downey, R., Moreton, S.G., Forwick, M. & Vaughan, D.G. (2013): Grounding-line retreat of the West Antarctic Ice Sheet from inner Pine Island Bay.- *Geology* 41: 35-38.
- Hoffman, P.F. (1991): Did the breakup of Laurentia turn Gondwanaland inside out? - *Science* 252: 1409-1412.
- Hoffman, P.F. (1998): United plates of America, the birth of a craton: early Proterozoic assembly and growth of Laurentia.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16: 543-603.
- Hellmer, H.H., Kauker, F., Timmermann, R., Determann, J. & Rae, J. (2012): Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current.- *Nature* 485: 225-228.
- Helferich, S., Läufer, A.L., Henjes-Kunst, F. & Kleinschmidt, G. (2004): Pan-African events in southern Kirwanveggen (western Dronning Maud Land, Antarctica) – evidence from structural geology and geochronology.- *Z. dt. geol. Ges.* 154: 453-468.
- Helm, V., Humbert, A. & Miller, H. (2014): Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2.- *Cryosphere* 8: 1539-1559.
- Horwath, M. & Dietrich, R. (2009): Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica.- *Geophys. J. Int.* 177: 849-864.
- Horwath, M., Légrésy, B., Rémy, F., Blarel, F. & Lemoine, J.-M. (2012): Consistent patterns of Antarctic ice sheet interannual variations from ENVISAT radar altimetry and GRACE satellite gravimetry.- *Geophys. J. Int.* 189: 863-876.
- Hubberten, H.-W., Wagner, D., Pfeiffer, E.M., Boike, J. & Gukov, A.Y. (2006): The Russian-German research station Samoylov, Lena Delta – a key site for polar research in the Siberian Arctic.- *Polarforschung* 73: 111-116.
- IBRU International Boundaries Research Unit (2015): Maritime jurisdiction and boundaries in the Arctic region.- IBRU: Centre for Borders Research <<https://www.dur.ac.uk/ibru/resources/arctic/>>.
- ICS International Commission on Stratigraphy (2010): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years <<http://stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>>.
- ICS International Commission on Stratigraphy (2014): International Chronostratigraphic Chart <<http://stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>>.
- Imbrie, J. & Kipp, N.G. (1971): A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core.- *The Late Cenozoic Glacial Ages*, Vol. 3, Yale University Press New Haven, 71-181.
- IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change (2013): Summary for Policymakers. In: T.F. STOCKER, D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX & P.M. MIDGLEY (eds), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3-30.
- Ivins, E.R. & James, T.S. (2005): Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment.- *Antarctic Sci.* 17: 537-549.
- Ivins, E.R., James, T.S., Wahr, J., Schrama, E.J.O., Landerer, F.W. & Simon, K.M. (2013): Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction.- *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118: 3126-3141.
- Jackson, H.R., Forsyth, D.A. & Johnson, G.L. (1986): Oceanic affinities of the Alpha Ridge, Arctic Ocean.- *Mar. Geol.* 73: 237-261.
- Jacobs, J., Fanning, C.M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M. & Paech, H.-J. (1998): Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land.- *J. Geology* 106: 385-406.
- Jakobsson, M., Backman, J., Rudels, B., Nycander, J., Mayer, L., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., O'Regan, M., Jokat, W., Frank, M., King, J. & Moran, K. (2007): The Early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean.- *Nature* 447: 987-990.
- Jakobsson, M., Macnab, R., Mayer, L., Anderson, R., Edwards, M., Hatzky, J., Schenke, H.W. & Johnson, P. (2008): An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses.- *Geophys. Res. Lett.* 35: 1-5.
- Johannessen, O.M., Bengtsson, L., Miles, M.W., Kuzmina, S.I., Semenov, V.A., Alekseev, G.V., Nagurnyi, A.P., Zakharov, V.F., Bobylev, L.P., Pettersson, L.H., Hasselmann, K. & Cattle, H.P. (2004): Arctic climate change, observed and modelled temperature and sea-ice variability.- *Tellus* 56A: 328-341.
- Jokat, W. (2005): The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N.- *Geophys. J. Intern.* 163: 698-726.
- Jokat, W., Boebel, T., Koenig, M. & Meyer, U. (2003): Timing and geometry of early Gondwana breakup.- *J. Geophys. Res.* 108(B9): 2428.
- Jokat, W., Geissler, W. & Voss, M. (2008): Basement structure of the north-western Yermak Plateau.- *Geophys. Res. Lett.* 35, L05309.
- Jokat, W., Ickrath, T. & O'Connor, J. (2013): Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev ridges: constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean.- *Geophys. Res. Lett.* 40: 5047-5051.
- Jokat, W. & Micksch, U. (2004): Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen Basins, Arctic Ocean.- *Geophys. Res. Lett.* 31: L02603.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M. & Wolff, E.W. (2007): Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years.- *Science* 317: 793-796.
- Kennett, J.P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography.- *J. Geophys. Res.* 82: 3843-3860.
- Kerr, R.A. (2007): Is battered Arctic sea ice down for the count? - *Science* 318: 33-34.
- Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Tkachenko, V.I., Rublev, A.G., Sergeev, S.A., Matukov, D.I. & Lyahnitskaya, O.Yu. (2007): Mesoproterozoic to Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for a Laurentian connection.- In: P.K. LINK & R.S. LEWIS (eds), *Proterozoic Geology of Western North America and Siberia*. Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 86: 209-226.
- Kienast, F., Wetterich, S., Kuzmina, S., Schirrmeister, L., Andrev, A.A., Tara sov, P., Nazarova, L., Kossler, A., Frolova, L. & Kunitsky, V.V. (2011): Paleontological records indicate the occurrence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial.- *Quatern. Sci. Rev.* 30: 2134-2159.
- Klages, J.P., Kuhn, G., Hillenbrand, C.D., Graham, A.G.C., Smith, J.A., Larter, R.D. & Gohl, K. (2013): First geomorphological record and glacial history of an inter-ice stream ridge on the West Antarctic continental shelf.- *Quatern. Sci. Rev.* 61: 47-61.
- Klages, J.P., Kuhn, G., Hillenbrand, C.D., Graham, A.G.C., Smith, J.A., Larter, R.D., Gohl, K. & Wacker, L. (2014): Retreat of the West Antarctic Ice Sheet from the western Amundsen Sea shelf at a pre- or early LGM stage.- *Quatern. Sci. Rev.* 91: 1-15.
- Kleinschmidt, G. (2014): Geologische Entwicklung und tektonischer Bau der Antarktis.- In: J.L. LOZAN, H. GRASSL, D. PIEPENBURG & D. NOTZ (eds), *Warnsignal Klima: Die Polarregionen – Wissenschaftliche Fakten*. Verlag Wissenschaft. Auswertungen, Hamburg, 18-28.
- Kleinschmidt, G., Helferich, S., Henjes-Kunst, F., Jackson, C. & Frimmel, H.E. (2000): The pre-Permo-Carboniferous rocks and structures from southern Kirwanveggen, Dronning Maud Land, Antarctica.- *Polarforschung* 66: 7-18.
- Kleinschmidt, G., Läufer, A. & Lisker, F. (2015): Antarktis und Australien, die nahezu Unzertrennlichen.- In: G. WEFER & F. SCHMIEDER (eds), *Expedition Erde – Wissenswerte und Spannendes aus den Geowissenschaften. Vierte, überarbeitete und erweiterte Auflage*, Bremen 58-69.
- Kleinschmidt, G. & Tessensohn, F. (1987): Early Paleozoic westward directed subduction at the Pacific continental margin of Antarctica.- In: G. MCKENZIE (ed): *Gondwana Six*. AGU Geophys. Monogr. 40: 89-105.
- Klimesch, L.-M., Henke, P. & Vasters, J. (2012): Das mineralische Rohstoffpotential der nordamerikanischen Arktis.- *DERA Rohstoffinformationen* 2: 1-43.
- Köhler, P., Knorr, G. & Bard, E. (2014): Permafrost thawing as a possible source of abrupt carbon release at the onset of the Bölling/Allerød.- *Nature Commun.* 5: 5520.
- Kohfeld, K.E., Le Quéré, C., Harrison, S.P., Anderson, R.F. (2005). Role of marine biology in glacial-interglacial CO₂ cycles.- *Science* 308: 74-78.
- Kohlberg, E. & Janneck, J. (2007): Georg von Neumayer Station (GvN) and Neumayer Station II (NM-II) German Research Stations on Ekström Ice Shelf, Antarctica.- *Polarforschung* 76: 47-57.

- Kriegler, E., Hall, J., Held, H., Dawson, R. & Schellnhuber, H.-J. (2009): Imprecise probability assessment of tipping points in the climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 106:5041-5046.
- Krinner, G., Diekmann, B., Colleoni, F. & Stauch, G. (2011): Global, regional and local scale factors determining glaciation extent in Eastern Siberia over the last 140,000 years. *Quatern. Sci. Rev.* 30: 821-831.
- Krissek, L., Browne, G., Carter, L., Cowen, E., Dunbar, G.B., McKay, R., Naish, T.R., Powell, R.D., Reed, J. & Wilch, T. (2007): Sedimentology and stratigraphy of the AND-1B Core, ANDRILL McMurdo Ice Shelf Project, Antarctica. *Terra Antarctica* 14: 185-222.
- Kuhlbrodt, T., Griesel, A., Montoya, M., Levermann, A., Hofmann, M. & Rahmstorf, S. (2007): On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev. Geophys.* 45: RG2001.
- Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J.R., Bigler, M., Kaufmann, P.R., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., Ruth, U., Steffensen, J.P. & Maggi, V. (2008): Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature* 452: 616-619.
- Lamy, F., Arz, H.W., Kilian, R., Lange, C.B., Lembke-Jene, L., Wengler, M., Kaiser, J., Baeza Urrea, O., Hall, I.R., Harada, N. & Tiedemann, R. (2015): Glacial reduction and millennial-scale variations in Drake Passage throughflow. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 112: 13496-13501.
- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., Ullermann, J., Martinez-Garcia, A., Lambert, F. & Kilian, R. (2014): Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Science* 343: 403-407.
- Lane, L. (1994): A new kinematic model of Canada Basin evolution. In: D.K. THURSTON & K. FUJITA (eds), 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins, 283-288.
- Langinen, A., Lebedeva-Ivanova, N., Gee, D. & Zamansky, Y. (2009): Correlations between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data. *Tectonophysics* 472: 309-322.
- Lantuit, H., Overduin, P.P., Couture, N., Wetterich, S., Aré, F., Atkinson, D., Brown, J., Cherkashov, G., Drozdov, D., Forbes, D., Graves-Gaylord, A., Grigoriev, M.N., Hubberten, H.-W., Jordan, J., Jorgenson, T., Ødegård, R.S., Ogorodov, S., Pollard, W.H., Rachold, V., Sedenko, S., Solomon, S., Steenhuisen, F., Streletskaia, I. & Vasiliev, A. (2011): The Arctic Coastal Dynamics database: a new classification scheme and statistics on arctic permafrost coastlines. *Estuar. Coasts* 35: 383-400.
- Larsen, L.M., Waagstein, R., Pedersen, A.K. & Storey, M. (1999): Trans-Atlantic correlation of the Palaeogene volcanic successions in the Faeroe Islands and East Greenland. *J. Geol. Soc. London* 156: 1081-1095.
- Larter, R.D., Anderson, J.B., Graham, A.G.C., Gohl, K., Hillenbrand, C.-D., Jakobsson, M., Johnson, J.S., Kuhn, G., Nitsche, F.O., Smith, J.A., Witus, A.E., Bentley, M.J., Dowdeswell, J.A., Ehrmann, W., Klages, J.P., Lindow, J., Cofaigh, C.Ö. & Spiegel, C. (2014): Reconstruction of changes in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector of the West Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quatern. Sci. Rev.* 100: 55-86.
- Lawver, L.A. & Gahagan, L.M. (2003): Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 198: 11-37.
- Lebedeva-Ivanova, N., Zamansky, Y., Langinen, A. & Sorokin, M. (2006): Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust. *Geophys. J. Internat.* 165: 527-544.
- Lenaerts, J.T.M., van Meijgaard, E., van den Broeke, M.R., Ligtenberg, S.R.M., Horwath, M. & Isaksson, E. (2013): Recent snowfall anomalies in Dronning Maud Land, East Antarctica, in a historical and future climate perspective. *Geophys. Res. Lett.* 40: 2684-2688.
- Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J., Lucht, W., Rahmstorf, S. & Schellnhuber, H.J. (2008): Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 105: 1786-1793.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20: PA1003.
- Lisker, F. & Läufer, A.L. (2013): The Victoria Basin: vanished link between Antarctica and Australia. *Geology* 41: 1043-1046.
- Liu, Z., Moore, J.C., Cheng, X., Gladstone, R.M., Bassis, J.N., Liu, H., Wen, J. & Hui, F. (2015): Ocean-driven thinning enhances iceberg calving and retreat of Antarctic ice shelves. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 112: 3263-3268.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. & Stocker, T.F. (2008): High resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* 453: 379-382.
- Mackintosh, A., Verleyen, E., O'Brien, P.E., White, D.A., McKay, R., Gore, D.B., Dunbar, R., Goodwin, I., Fink, D., Jones, R., Post, A., Miura, H., Leventer, A., Lilly, K., Gollidge, N., van Ommen, T., Wagner, B., Zwart, D., Berg, S., Hodgson, D.A., Roberts, S.J., Vyverman, W., Masse, G. & Crosta, X. (2014): Retreat history of the East Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quatern. Sci. Rev.* 100: 10-30.
- Maher, H.D. Jr. (2001): Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard. *J. Geol.* 109: 91-104.
- Marshall, J. & Speer, K. (2012): Closure of the Meridional Overturning Circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geosci.* 5: 171-180.
- Marshall, J., Armour, K.C., Scott, J.R., Kostov, Y., Hausmann, U., Ferreira, D., Shepherd, T.G. & Bitz, C.M. (2014): The ocean's role in polar climate change: asymmetric Arctic and Antarctic responses to greenhouse gas and ozone forcing. *Philos. Trans. Royal Soc. A: Math., Phys. & Engin. Sci.* 372: 20130040-40.
- Maslin, M.A., Haug, G.H., Sarnthein, M. & Tiedemann, R. (1996): The progressive intensification of Northern Hemisphere Glaciation as seen from the North Pacific. *Intern. J. Earth Sci.* 85: 452-465.
- Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.-F. & Berger, A. (1998): The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere Glaciation. *Quatern. Sci. Rev.* 17: 411-426.
- Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X.M. & Timmermann, A. (2013): Information from Paleoclimatic Archives. In: T.F. STOCKER, D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX & P.M. MIDGLEY (eds), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 383-464.
- Mayer, M. (2014): Tourismus und seine Auswirkungen. In: J.L. LOZÁN, H. GRASSL, D. PIEPENBURG & D. NOTZ (eds), *Warnsignal Klima: Die Polarregionen – Wissenschaftliche Fakten*. Verlag Wissensch. Auswertungen, Hamburg, 327-334.
- Mayer, C. & Oerter, H. (2014): Die Massenbilanzen des antarktischen und grönländischen Inlandeises und der Charakter ihrer Veränderungen. In: J.L. LOZÁN, H. GRASSL, D. PIEPENBURG & D. NOTZ (eds), *Warnsignal Klima: Die Polarregionen – Wissenschaftliche Fakten*. Verlag Wissensch. Auswertungen, Hamburg, 115-120.
- Max, L., Lembke-Jene, L., Riethdorf, J.R., Tiedemann, R., Nürnberg, D., Kühn, H. & Mackensen, A. (2014): Pulses of enhanced North Pacific Intermediate Water ventilation from the Okhotsk Sea and Bering Sea during the last deglaciation. *Climate of the Past* 10: 591-605.
- McCave, I.N., Crowhurst, S.J., Kuhn, G., Hillenbrand, C.D. & Meredith, M.P. (2014): Minimal change in Antarctic Circumpolar Current flow speed between the last glacial and Holocene. *Nature Geosci.* 7: 113-116.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P.S., Nowaczyk, N.R., Wennrich, V., DeConto, R.M., Anderson, P.M., Andreev, A.A., Coletti, A., Cook, T.L., Haltia-Hovi, E., Kukkonen, M., Lozhkin, A.V., Rosén, P., Tarasov, P., Vogel, H. & Wagner, B. (2012): 2.8 Million years of Arctic climate change from Lake El'gygytyn, NE Russia. *Science* 337: 315-320.
- Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M. & Karlén, W. (2005): Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433: 613-617.
- Monien, P., Schnetger, B., Brumsack, H.-J., Hass, H.C. & Kuhn, G. (2011): A geochemical record of late Holocene palaeoenvironmental changes at King George Island (maritime Antarctica). *Antarctic Sci.* 23: 255-267.
- Moran, K., Backman, J., Brinkhuis, H., Clemens, S.C., Cronin, T., Dickens, G.R., Eynaud, F., Gattacceca, J., Jakobsson, M., Jordan, R.W., Kaminski, M., King, J., Koc, N., Krylov, A., Martinez, N., Matthiessen, J., McInroy, D., Moore, T.C., Onodera, J., O'Regan, M., Pálke, H., Rea, B., Rio, D., Sakamoto, T., Smith, D.C., Stein, R., St John, K., Suto, I., Suzuki, N., Takahashi, K., Watanabe, M., Yamamoto, M., Farrell, J., Frank, M., Kubik, P., Jokat, W. & Kristoffersen, Y. (2006): The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature* 441: 601-605.
- Moyes, A.B., Barton, J.M. & Groenewald, P.W. (1993): Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica: supercontinental fragmentation and amalgamation. *J. Geol. Soc. London* 150: 833-842.
- Mudelsee, M. & Raymo, M.E. (2005): Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography* 20: PA4022.
- Müller, J., Massé, G., Stein, R. & Belt, S. (2009): Variability of sea-ice conditions in the Fram Strait over the past 30,000 years. *Nature Geosci.* 2: 772-776.
- Müller, J., Werner, K., Stein, R., Fahl, K., Moros, M. & Jansen, E. (2012): Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait. *Quatern. Sci. Rev.* 47: 1-14.
- Müller, R.D., Gohl, K., Cande, S.C., Goncharov, A. & Golynsky, A.V. (2007): Eocene to Miocene geometry of the West Antarctic rift system. *Austral. J. Earth Sci.* 54: 1033-1045.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. & Roest, W.R. (2008): Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9: Q04006.
- Naish, T., Powell, R., Levy, R., Krissek, L., Niessen, F., Pompilio, M., Scherer, R., Talarico, F., Wilson, G., Wilson, T., Browne, G., Carter, C., Cody, R., Cowan, C., Crampton, J., Dunbar, G., Florindo, F., Gebhardt, C., Graham, I., Hannah, M., Harwood, D., Hansaraj, D., Henrys, S., Helling, D., Kuhn, G., Kyle, P., Läufer, A., Maffioli, P., Magens, D., Mandernack,

- K., McIntosh, W., McKay, R., Millan, C., Morin, R., Ohneiser, C., Paulsen, T., Persico, D., Reed, J., Ross, J., Raine, I., Schmitt, D., Sagnotti, L., Sjunneskog, C., Strong, P., Tavian, M., Vogel, S., Wilch, T., Williams, T. & Winter, D. (2009): Obliquity-paced Pliocene West Antarctic Ice Sheet oscillations. - *Nature* 458: 322-329.
- Neuber, R. (2006): A multi-disciplinary Arctic research facility: from the Koldewey – Rabot – Corbel – stations to the AWI-IPEV research base on Spitsbergen. - *Polarforschung* 73: 117-123.
- NGRIP (North Greenland Ice Core Project) Members (2004): High resolution climate record of the Northern Hemisphere back into the last interglacial period. - *Nature* 431: 147-151.
- Niessen, F., Hong, J.K., Hegewald, A., Matthiessen, J., Stein, R., Kim, H., Kim, S., Jensen, L., Jokat, W., Nam, S.-I. & Kang, S.-H. (2013): Repeated Pleistocene glaciation of the East Siberian continental margin. - *Nature Geosci.* 6: 842-846.
- Oerter, H., Druceker, C., Kipfstuhl, S. & Wilhelms, F. (2009): Kohnen Station – the drilling camp for the EPICA deep ice core in Dronning Maud Land. - *Polarforschung* 78: 1-23.
- Okazaki, Y., Timmermann, A., Menviel, L., Harada, N., Abe-Ouchi, A., Chikamoto, M.O., Mouchet, A. & Asahi, H. (2010): Deepwater formation in the North Pacific during the last glacial termination. - *Science* 329: 200-204.
- Peltier, W.R. (1998): Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. - *Rev. Geophys.* 36: 603-689.
- Peltier, W.R. (2004): Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. - *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32: 111-149.
- Peltier, W.R. (2009): Closure of the budget of global sea level rise over the GRACE era: the importance and magnitudes of the required corrections for global glacial isostatic adjustment. - *Quat. Sci. Rev.* 28: 1658-1674.
- Pearson, R.G., Phillips, S.J., Lorant, M.M., Beck, P.S.A., Damoulas, T., Knight, S.J. & Goetz, S.J. (2013): Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change. - *Nature Climate Change* 3: 673-677.
- Pease, V., Drachev, S., Stephenson, R. & Zhang, X. (2014): Arctic lithosphere – a review. - *Tectonophysics* 628: 1-25.
- Piepijohn, K., Cramer, B., Buchholz, P., Elsnar, H. & Klimesch, L.-M. (2011): Vorkommen und Potentiale geologischer Ressourcen in der Arktis. - *Geogr. Rundschau* 12: 34-39.
- Piepijohn, K., von Gosen, W., Läufer, A., McClelland, W.C. & Estrada, S. (2013): Ellesmerian and Eureka fault tectonics at the northern margin of Ellesmere Island (Canadian High Arctic). - *German J. Geosci.* 164: 81-105.
- Piepijohn, K., von Gosen, W. & Tessensohn, F. (2014): Eureka fault tectonics along the northern margin of Ellesmere Island (Canadian High Arctic). - In: W.K. DALLMANN, M. MANECKI, K. MICHALSKI & P. GŁOWACKI (eds), *SvalGeoBase: Proterozoic and Lower Palaeozoic basement of Svalbard – State of Knowledge and New Perspectives of Investigations*. Norsk Polarinstitut Rapportserie 146: 46-48.
- Pollard, D. & DeConto, R. (2009): Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. - *Nature* 458: 329-332.
- Pross, J., Contreras, L., Bijl, P.K., Greenwood, D.R., Bohaty, S.M., Schouten, S., Bendle, J.A., Bollmann, J., Maslin, M.A., Leng, M.J. & Eglinton, G. (2012): Persistent near-tropical warmth on the Antarctic continent during the Early Eocene epoch. - *Nature* 488: 73-77.
- Rahmstorf, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120,000 Years. - *Nature* 419: 207-214.
- Rahmstorf, S. (2006): Thermohaline ocean circulation. - In: S. Elias (ed), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Amsterdam, Elsevier, 1-10.
- Riedel, S., Jokat, W. & Steinhage, D. (2012): Mapping tectonic provinces with airborne gravity and radar data in Dronning Maud Land, East Antarctica. - *Geoph. J. Intern.* 189: 414-427.
- Riefstahl, F., Estrada, S., Geissler, W.H., Jokat, W., Stein, R., Kämpf, H., Dulski, P., Naumann, R. & Spiegel, C. (2013): Provenance and characteristics of rocks from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: petrographic, geochemical and geochronological constraints. - *Mar. Geol.* 343: 125-145.
- Rignot, E., Mouginot, J. & Scheuchl, B. (2011): Ice flow of the Antarctic Ice Sheet. - *Science* 333: 1427-1430.
- Rocchi, S., Armentieri, P., D'Orazio, M., Tonarini, S., Wijbrans, J.R. & Di Vincenzo, G. (2002): Cenozoic magmatism in the western Ross Embayment: role of mantle plume versus plate dynamics in the development of the West Antarctic Rift System. - *J. Geophys. Res.* 107(B9): ECV 5-1 – ECV 5-22.
- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E. & Williams, F. (2014): Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. - *Nature* 508: 477-482.
- Roland, N.W. (2009): Antarktis: Forschung im ewigen Eis. - Spektrum Akademische Verlag, Heidelberg/Berlin/New York, 1-334.
- Roland, N.W. & Tessensohn, F. (2005): Lillie-Marleen-Hütte und Gondwana-Station in der Antarktis. - *Polarforschung* 73: 31-35.
- Romanovski, V.E., Smith, S.L. & Christiansen, H.H. (2010): Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis. - *Permafrost Perigl. Process.* 21: 106-116.
- Rose, K.C., Ferraccioli, F., Jamieson, S.S.R., Bell, R.E., Corr, H., Creys, T.T., Braaten, D., Jordan, T.A., Fretwell, P.T. & Damaske, D. (2013): Early East Antarctic Ice Sheet growth recorded in the landscape of the Gamburtsev Subglacial Mountains. - *Earth Planet. Sci. Lett.* 375: 1-12.
- Rosen, O.M., Condie, K.C., Natapov, L.M. & Nozhkin, A.D. (1994): Archean and Early Precambrian evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment. - In: K.C. CONDIE (ed), *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, 411-459.
- Ross, G.M. & Villeneuve, M. (2003): Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* 115: 1191-1217.
- Rülke, A., Dietrich, R., Capra, A., Dong Chen, E., Cisak, J., Eiken, T., Fox, A., Hothem, L.D., Johnston, G., Malaini, E.C., Matveev, A.J., Milinevsky, G., Schenke, H.-W., Shibuya, K., Sjöberg, L.E., Zakrajsek, A., Fritsche, M., Groh, A., Knöfel, C. & Scheinert, M. (2015): The Antarctic regional GPS network densification – status and results. - In: *Proc. IAG General Assembly, Potsdam 2013*, Springer, doi: 10.1007/1345_2015_79.
- Sachs, T., Langer, M., Schirrmeister, L. & Thannheiser, D. (2011): Permafrost in den arktischen und subarktischen Tiefländern. - *Polarforschung* 81: 23-33 (erschienen 2012).
- Saltzman, B. (2002): *Dynamical Paleoclimatology. Generalized Theory of Global Climate Change*. Academic Press, San Diego, 1-351.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Johanessen, G., Johanessen, T., Jung, S., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. & Schulz, H. (1995): Variations in Atlantic surface paleoceanography, 50-80°N: a time slice record of the last 30,000 years. - *Paleoceanography* 10: 1063-1094.
- Sarnthein, M., Statterger, K., Dreger, D., Erlenkeuser, H., Grootes, P., Haupt, B.-J., Jung, S.J.A., Kiefer, T., Kuhnt, W., Pflaumann, U., Schäfer-Neth, C., Schulz, H., Schulz, M., Seidov, D., Simstich, J., van Kreveld, S., Vogelsang, E., Völker, A. & Weinelt, M. (2000): Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky – concepts, reconstruction and numerical modeling. - In: P. SCHÄFER, W. RITZRAU, M. SCHLÜTER & J. THIEDE (eds), *The Northern North Atlantic: a Changing Environment*, Springer, Berlin, 1-500.
- Sarnthein, M., Kennett, J.P., Allen, J.R.M., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J.F. & Rames, R. (2002): Decadal-to-millennial-scale climate variability – chronology and mechanisms: summary and recommendations. - *Quatern. Sci. Rev.* 21: 1121-1128.
- Schmitz, W.J. Jr. (1996): *On the World Ocean Circulation: Vol. 2 the Pacific and Indian Oceans – a Global Update*. Woods Hole Oceanogr. Inst. Techn. Rep., WHOI-96-08., 1-237.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Schefuß, E. & Sinninghe Damsté, J.S. (2002): Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures? - *Earth Planet. Sci. Lett.* 204: 265-274.
- Schuur, E., Vogel, J., Crummer, K., Lee, H., Stickman, J. & Osterkamp, T. (2009): The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. - *Nature* 459: 556-559.
- Schuur, E.A.G., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., Hugelius, G., Koven, C.D., Kuhry, P., Lawrence, D.M., Natali, S.M., Olefeldt, D., Romanovsky, V.E., Schaefer, K., Turetsky, M.R., Treat, C.C. & Vonk, J.E. (2015): Climate change and the permafrost carbon feedback. - *Nature* 520: 171-179.
- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. & Westberg-Smith, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-raftering and history of glaciation in the North Atlantic region. - *Nature* 307: 620-623.
- Shackleton, R.M. (1996): The final collision zone between East and West Gondwana: where is it? - *Pergamon* 23: 271-287.
- Shepherd, A., Ivins, E.R., Geruo, A., Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T.M., Li, J., Ligenberg, S.R.M., Luckman, A., Luthcke, S.B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J.P., Paden, J., Payne, A.J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sandberg Sorensen, L., Scambos, T.A., Scheuchl, B., Schrama, E.J.O., Smith, B., Sundal, A.V., van Angelen, J.H., van de Berg, W.J., van den Broeke, M.R., Vaughan, D.G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P.L., Wingham, D.J., Yi, D., Young, D. & Zwally, H.J. (2012): A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. - *Science* 338: 1183-1189.
- Shiraishi, K., Ellis, D.J., Hiroi, Y., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y. & Nakai, Y. (1994): Cambrian orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka: implications for Gondwana assembly. - *J. Geology* 102: 47-65.
- Siebert, C., Derevyagin, A.Y., Shilova, G.N., Hermichen, W.D. & Hiller, A. (1999): Paleoclimatic indicators from permafrost sequences in the eastern

- Taymyr Lowland.- In: H. Kassens, H.A. BAUCH, I.A. DMITRENKO, H. EICKEN, H.-W. HUBBERTEN, M. MELLES, J. THIEDE & L.A. TIMOKHOV (eds), Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Springer-Verlag, Berlin, 477-499.
- Sieminski, A., Debayle, E. & L  v  que, J.-J. (2003): Seismic evidence for deep low-velocity anomalies in the transition zone beneath West Antarctica.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 216: 645-661.
- Sigman, D.M. & Boyle, E.A. (2000): Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide.- *Nature* 407: 859-869.
- Sigman, D.M., Hain, M.P. & Haug, G.H. (2010): The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration.- *Nature* 466: 47-55.
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Wolterring, M., Brinkhuis, H., Damste, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Reichert, G.-J., Stein, R., Matthiessen, J., Lourens, L.J., Pedentchouk, N., Backman, J., Moran, K. and the Expedition 302 Scientists (2006): Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum.- *Nature* 441: 610-613.
- Smirnov, A.V. & Tarduno, J.A. (2010): Co-location of eruption sites of the Siberian Traps and North Atlantic Igneous Province: implication for the nature of hotspots and mantle plumes.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 297: 687-690.
- Smith, L.C. & Stephenson, S.R. (2013): New Trans-Arctic shipping routes navigable by midcentury.- *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 110: E1191-E1195.
- Spindler, M., Arntz, W., Kleinschmidt, G., Oerter, H., Brandt, A., Faulhaber, S., Wohlenberg, J., Tessensohn, F. & Huch, M. (2005): Deutsche Forschung in der Antarktis: Wissenschaftlicher Fortschritt und Perspektiven. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, 1-211.
- SR   (1998): Seerechtsübereinkommen der Vereinten Nationen und Übereinkommen zur Durchführung des Teils XI des Seerechtsübereinkommens, 23.6.98, DE. Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft L 179/3 (<http://eurlex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=OJ:L:1998:179:0003:0134:DE:PDF>).
- Stauch, G. & Lehmkuhl, F. (2010): Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, northeast Siberia.- *Quatern. Res.* 74: 145-155.
- Stein, R. (2008): Arctic Ocean Sediments – Processes, Proxies and Paleoenvironment. Elsevier, Amsterdam, 1-592.
- Steinhage, D. & Huch, M. (2009): Das Forschungsflugzeug POLAR 5 im IPY.- *Polarforschung* 78: 137-140.
- Stephens, B.B. & Keeling, R.F. (2000): The influence of Antarctic sea ice on glacial/interglacial CO₂ variations.- *Nature* 404: 171-174.
- Stocker, T.F. (2000): Past and future reorganizations in the climate system.- *Quatern. Sci. Rev.* 19: 301-319.
- Stocker, T.F. (2003): Global change – South dials North.- *Nature* 424: 496-499.
- Storey, M., Duncan, R.A. & Tegner, C. (2007): Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot.- *Chemical Geology* 241: 264-281.
- Stroeve, J., Holland, M.M., Meier, W., Scambos, T. & Serreze, M. (2007): Arctic sea ice decline: faster than forecast.- *Geophys. Res. Lett.* 34: L09501.
- Talarico, F. & Kleinschmidt, G. (2009): The Antarctic continent in Gondwanaland: a tectonic review and potential research targets for future investigations.- In: F. FLORINDO & M. SIEGERT (eds), Antarctic Climate Evolution, Developments in Earth & Environmental Sci. 8: 257-308, Amsterdam (Elsevier).
- Talley, L.D. (2008): Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: shallow, deep and throughflow components.- *Progr. Oceanogr.* 78: 257-303.
- Talley, L.D. (2013): Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports.- *Oceanography* 26: 80-97.
- Tarduno, J.A., Brinkman, D.B., Renne, P.R., Cottrell, R.D., Scher, H. & Castillo, P. (1998): Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous arctic vertebrates.- *Science* 282: 2241-2243.
- Taylor, F.B. (1910): Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan.- *Geol. Soc. Amer. Bull.* 21: 179-226.
- Tessensohn, F. & Piepjohn, K. (2000): Eocene compressive deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes.- In: N.W. ROLAND & F. TESSENSOHN (guest eds), ICAM III – International Conference on Arctic Margins, Vol. I, *Polarforschung*, 68: 121-124.
- Thiede, J. (ed) (2004): Quaternary Environments of the Eurasian North (QUEEN).- *Quatern. Sci. Rev.* 23: 1225-1511.
- Urazova, K., Buchholz, P. & Westphale, E. (2012): Das mineralische Rohstoffpotenzial der russischen Arktis.- *DERA Rohstoffinformationen* 4: 1-54.
- Van Angelen, J.H., Lenaerts, J.T.M., Lhermitte, S., Fettweis, X., Kuipers Munneke, P., van den Broeke, M.R., van Meijgaard, E. & Smeets, C.J.P.P. (2012): Sensitivity of Greenland Ice Sheet surface mass balance to surface albedo parameterization: a study with a regional climate model.- *Cryosphere* 6: 1175-1186.
- Van den Broeke, M.R., Bamber, J., Lenaerts, J. & Rignot, E. (2011): Ice sheets and sea level: thinking outside the box.- *Surv. Geophys.* 32: 495-505.
- Van Meijgaard, E., van Ulf, L.H., Van de Berg, W.J., Bosveld, F.C., Van den Hurk, B., Lenderink, G. & Siebesma, A.P. (2008): The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1.- *Tech. Rep.* 302, Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt.
- Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. & Zhang, T. (2013): Observations: Cryosphere.- In: T.F. STOCKER, D. QIN, G.-K. PLATTNER, M. TIGNOR, S.K. ALLEN, J. BOSCHUNG, A. NAUELS, Y. XIA, V. BEX & P.M. MIDGLEY (eds), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 317-382.
- v.d. Heydt, A. & Dijkstra, H.A. (2006): Effect of ocean gateways on the global ocean circulation in the late Oligocene and early Miocene.- *Paleoceanography* 21: PA1011.
- Vogt, P.R. (1979): Global magmatic episodes: new evidence and implications for the steady-state mid-ocean ridge.- *Geology* 7: 93-98.
- Vogt, P.R. & Ostenso, N. (1970): Magnetic and gravity profiles across the alpha cordillera and their relationship to Arctic seafloor spreading.- *J. Geophys. Res.* 75: 4925-4937.
- Vogt, P.R., Feden, R., Eldholm, O. & Sundvor, E. (1978): The ocean crust west and north of the Svalbard Archipelago.- *Polarforschung* 48: 1-19.
- Vogt, P.R., Taylor, P.T., Kovacs, L.C. & Johnson, G.L. (1982): The Canada Basin: aeromagnetic constraints on structure and evolution.- *Tectonophysics* 89: 295-336.
- Walther, C. (1998): Antarktis.- Conrad Stein Verlag, Kronshagen, 1-221.
- Warren, B.A. (1983): Why is no deep water formed in the North Pacific?- *J. Mar. Res.* 41: 327-347.
- Watson, A.J., Meredith, M.P. & Marshall, J. (2014): The Southern Ocean, carbon and climate.- *Philos. Trans. Royal Soc. A: Math. Phys. & Engin. Sci.* 372: 20130057.
- Weber, M.E., Clark, P.U., Kuhn, G., Timmermann, A., Spreng, D., Gladstone, R., Zhang, X., Lohmann, G., Menviel, L., Chikamoto, M.O., Friedrich, T. & Ohlwein, C. (2014): Millennial-scale variability in Antarctic ice-sheet discharge during the last deglaciation.- *Nature* 510: 134-138.
- Weber, M.E., Clark, P.U., Ricken, W., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. & Kuhn, G. (2011): Interhemispheric ice-sheet synchronicity during the Last Glacial Maximum.- *Science* 334: 1265-1269.
- Wegener, A. (1915): Die Entstehung der Kontinente und Ozeane.- Vieweg, Braunschweig, 1-94.
- Whitehouse, P.L., Bentley, M.J., Milne, G.A., King, M.A. & Thomas, I.D. (2012): A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates.- *Geophys. J. Internat.* 190: 1464-1482.
- Wiens, D., Heeszel, D., Sun, X., Lloyd, A., Nyblade, A., Anandakrishnan, S., Aster, R., Chaput, J., Huerta, A., Hansen, S. & Wilson, T. (2013): Lithospheric structure of Antarctica and implications for geological and cryospheric evolution.- *Geophys. Res. Abstr.* 15: EGU2013-11411, EGU General Assembly 2013.
- Winberry, J.P. & Anandakrishnan, S. (2004): Crustal structure of the West Antarctic Rift System and Marie Byrd Land hotspot.- *Geology* 32: 977-980.
- W  lf, A.-C., Lim, C., Hass, H.C., Lindhorst, S., Tosonotto, G., Lettmann, K., Kuhn, G., Wolff, J.-O. & Abele, D. (2014): Distribution and characteristics of marine habitats in a subpolar bay based on hydroacoustics and bed shear stress estimates – Potter Cove, King George Island, Antarctica.- *Geo-Marine Lett.* 34: 435-446.
- Zachos, J. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present.- *Science* 292: 686-693.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. (2008): An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics.- *Nature* 451: 279-283.
- Zhang, T., Barry, R.G., Knowles, K., Heginbottom, J.A. & Brown, J. (1999): Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere.- *Polar Geography* 23: 147-169.